



TITLE:

# 風化基岩における凍結融解による 土砂生産プロセスとそのモデル化 に関する研究( Dissertation\_全文 )

AUTHOR(S):

泉山, 寛明

---

CITATION:

泉山, 寛明. 風化基岩における凍結融解による土砂生産プロセスとそのモデル化に関する研究. 京都大学, 2012, 博士(工学)

ISSUE DATE:

2012-03-26

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.k16812>

RIGHT:

風化基岩における凍結融解による土砂生産プロセスと  
そのモデル化に関する研究

2012 年

泉 山 寛 明



# 目 次

第1章 序論 .....	1
1.1 概説 .....	1
1.2 様々な風化作用による基岩の土砂化プロセス .....	2
1.2.1 風化による基岩の土砂化とは .....	2
1.2.2 凍結融解作用による土砂生産に関する研究の現状と課題 .....	6
1.3 研究の目的と内容構成 .....	8
参考文献 .....	10
第2章 凍結融解による風化基岩の変位と間隙構造変化に関する研究 .....	11
2.1 概説 .....	11
2.2 凍結融解による風化基岩の間隙構造変化に関する先行研究 .....	12
2.3 田上山地の裸地斜面における観測 .....	12
2.3.1 観測の概要 .....	13
2.3.2 凍結融解の実態と地表面変位 .....	24
2.3.3 間隙率と残留体積含水率の深度分布 .....	27
2.3.4 風化花崗岩およびまさ土の間隙径分布 .....	28
2.4 ヒル谷源頭部の裸地斜面における観測 .....	29
2.4.1 観測の概要 .....	30
2.4.2 風化花崗斑岩の強度と地表面変位量の関係 .....	32
2.5 大黒谷ダム上流の裸地斜面における観測 .....	34
2.5.1 観測の概要 .....	35
2.5.2 凍結融解による風化砂岩および風化頁岩の土砂化の実態 .....	37
2.6 間隙構造の変化に関する実験 .....	39
2.6.1 凍結融解による間隙率の変化 .....	39
2.6.2 風化花崗岩の構造破壊の実態 .....	45
2.6.3 風化花崗岩における霜柱の発生条件 .....	46
2.7 間隙構造の変化に着目した風化花崗岩の土砂化プロセス .....	48
2.8 結語 .....	50
参考文献 .....	51
第3章 凍結融解時の風化基岩内における熱移動と水分移動の解析 .....	53
3.1 概説 .....	53
3.2 熱移動と水分移動を同時解析するにあたっての諸問題 .....	55
3.3 一般的な気象データを用いた風化基岩温度の推定方法 .....	56
3.3.1 解析方法 .....	57
3.3.2 解析結果と考察 .....	70



3.4 凍結時における風化基岩内の水分移動解析 .....	75
3.4.1 凍結時における風化基岩の透水性と保水性の定式化 .....	75
3.4.2 凍結時における風化基岩内の水分移動特性 .....	82
3.5 凍結時における風化基岩内の熱伝導と水分移動の同時解析 .....	88
3.5.1 解析方法 .....	88
3.5.2 計算結果と考察 .....	94
3.6 結語 .....	96
参考文献 .....	96
 第4章 凍結融解指標とそれを用いた凍結融解に及ぼす諸要因の検討 .....	99
4.1 概説 .....	99
4.2 凍結融解強度指数の算定方法と基礎的性質 .....	100
4.2.1 風化基岩温度化から凍結融解強度指数の算定 .....	100
4.2.2 凍結融解の履歴が与える影響 .....	103
4.2.3 水分量の違いが与える影響 .....	108
4.3 我が国の凍結融解指標 .....	111
4.3.1 地形的・気候的特性が与える影響 .....	111
4.3.2 温暖化に伴う凍結融解強度指数の変化 .....	127
4.3.3 積雪による軽減効果 .....	137
4.4 結語 .....	149
参考文献 .....	149
 第5章 間隙構造変化に基づく様々な風化基岩の土砂化モデル .....	151
5.1 概説 .....	151
5.2 風化基岩の破壊のモデル化 .....	152
5.2.1 間隙構造変化に着目した破壊実験 .....	152
5.2.2 実験結果から提案される土砂化モデル .....	161
5.2.3 生産土砂の粒度分布の特性 .....	164
5.3 結語 .....	170
参考文献 .....	170
 第6章 結論 .....	173

# 第1章 序 論

## 1.1 概説

山地から海までの水系における、土砂の動態を把握することは、防災や河川環境の維持において重要である。なぜなら、土砂の生産や移動を的確に推定できれば、いつどこで災害が発生するか予測することができるからである。また、その土砂の動態を把握できれば、水生生物の生息場の形成と消失を推定するための基礎的な知見を提供することができ、工学的に河川環境の創出を行える可能性がある。

水系における土砂の動態を把握するには、山間部からの土砂の生産、生産土砂の河道への流入、河道内での土砂の移動および堆積の一連の流れを的確に推定することが必要となる。現在では、平野部における河床変動計算の技術がほぼ確立した状態にあり、降雨流出モデルと組み合わせることで、流路における土砂動態を数値計算により推測することが可能となっている。しかし、これらの解析を実行するにあたって、山間部における土砂生産の時期と生産量の情報が境界条件として必要となるが、その予測手法が確立されておらず、河床変動の将来予測を行うには限界がある。

従って、山間部からの土砂生産量を予測する手法を確立することは喫緊の課題となっている。山間部からの土砂生産の形態には様々なものがあるが、一回のイベントでの生産量が比較的多い形態として、土石流、地すべり、斜面崩壊、山崩れ、火山噴出など<sup>1)</sup>が挙げられる。これらは発生確率が低いという特徴も併せ持っている。一方、一回のイベントでの生産量は少ないが、発生確率の高い形態として、雨滴の衝突や風、表面流などによる地表面侵食、流路侵食や種々の風化作用など<sup>1)</sup>が考えられる。これらのうち、土石流や斜面崩壊、地表面侵食、流路侵食などは、多くの研究者によって研究対象とされてきた。しかし、これらの現象と同等程度に重要なものとして、風化作用がある。土石流や斜面崩壊などに比べ、一回のイベントで生産される土砂の量は少ないものの、地球上の一定の範囲で普遍的に発生する現象であり、長期的な観点からすればその生産量は多大になると考えられる。そもそも、土石流や地表面侵食、流路侵食などが発生するためには、移動可能である土砂が既に存在していることが必要である。その土砂を生成するのが種々の風化作用であるので、風化作用による基岩からの土砂生産量を推定しなければならない。この観点からすると、土砂生産現象という言葉で土石流や斜面崩壊を表現することは厳密には不適切であり、風化作用による基岩の土砂化現象を土砂生産現象と呼び、土石流や斜面崩壊などは土砂移動現象と呼ぶ方が適切であると考えられる。千木良<sup>2)</sup>は風化による基岩の土砂化を、斜面移動予備物質の生成と呼んでいる。

風化に関する研究は地質学者、地形学者らが中心となって研究が行われ、幾つかの成書も出ている<sup>3),4),5)</sup>。しかし、これらは風化作用それぞれのメカニズムの詳細や、風化による特異な地形などの紹介を目的としたものが多く、風化による基岩の土砂化についてはほとんど触れられていない。そこで、1.2 では、風化作用と基岩の土砂化との関係を整理し、基岩の形成から土砂に至るまでの過程（岩の土砂化プロセス）と種々の風化作用の関係を明示する。また、我が国では、基岩の最終的な土砂化は凍結融解作用によってもたらされることが多いことを示し、凍結融解作用と土砂の生産に関する既往の研究を整理する。そして、1.3 では本研究の目的と内容を述べる。

表 1.1 風化作用の分類

Large classification	Small classification
Mechanical weathering	Unloading, Thermal weathering, wet-dry weathering, Frost weathering, Salt weathering
Chemical weathering	Hydrolysis, Solution, Hydration, Oxidation
Biological weathering	—

## 1.2 様々な風化作用による基岩の土砂化プロセス

### 1.2.1 風化による基岩の土砂化とは

ここではまず、風化による基岩の土砂化とはどういうことか、定義付けをする。そして、種々の風化作用それぞれについて概説し、風化作用と基岩の土砂化プロセスとの関係を示す。風化作用による基岩の土砂化プロセスを考える際、基岩の土砂化および土砂化プロセスという言葉进行明確に定義しておかなければならない。そのためには、基岩と土の違いを明示しておく必要がある。

まず、基岩は石英や長石、黒雲母などの様々な種類の造岩鉱物の集合体である。造岩鉱物同士は固結して、間隙や亀裂が全く無いか非常に少なく、強度が高い状態にある。一方、土は土粒子と間隙とからなり、強度は基岩に比べると一般に低い。土粒子は、造岩鉱物の集合体が細片化したものや、一部の鉱物が化学反応によって粘土化したものであり、固結していない。そこで、**基岩が土砂化する**ということを、本研究では以下のように定義する：

岩の構造、つまり造岩鉱物同士が固結し、間隙や亀裂が少なく、強度が高い構造をしていたものが、土の構造、つまり固結力が消失、または造岩鉱物自体の強度が低下して細片化・粘土化し、多くの間隙が存在する構造に変化すること。

以下、基岩が土砂化するという言葉をこのような意味で用いることとする。また、**土砂化プロセス**とは「基岩の構造が徐々に土の構造へと漸近していく過程」と定義する。さらに、「**基岩が破壊する**」と言う場合、「土砂化しない程度に基岩の構造が破壊する」という意味で用い、基岩が土砂化することと区別する。

本研究では、風化作用の一種である凍結融解作用を取り上げ、凍結融解による基岩の土砂化現象を取り扱う。しかし、基岩の土砂化プロセスには、凍結融解作用のみが関わるわけではなく、その他全ての風化作用が関わっている。また、**地殻変動**も基岩の土砂化プロセスに関わると考えられる。さらに、基岩が土砂化するまでには長い年月を要するので、作用する風化作用も時と共に変化していくと推察される。そこで、凍結融解作用の位置づけを明らかにするため、様々な風化作用と地殻変動を体系化し、基岩の土砂化プロセスと種々の風化作用の関係を明らかにする。まず、各種の風化作用と地殻変動の概要を、松倉<sup>5)</sup>の成書を主に参考として述べ、花崗岩や砂岩などの土砂化プロセスについての既往の研究を紹介し、これらを基礎に体系化する。風化作用は表 1.1 に示すように物理的風化作用、化学的風化作用、生物風化作用に大きく分類され、さらにそれぞれの中で細分化される。

#### (1) 物理的風化作用

##### a) 除荷作用 (Unloading)

除荷作用は、隆起・侵食作用に伴う上載荷重の除去により拘束圧が減少し、岩石が膨張して亀裂が発達する現象であると説明される。例えば、工事用の岩石の切り出しや、道路工事における切り土等により、切り出さずにいた母岩で発生する現象と考えられる。花崗岩で主に見られる現象で、塊状砂岩や層状砂岩、石灰岩などでも発生する。

**b) 熱風化・日射風化 (Thermal weathering)**

温度変化があった時、それぞれの造岩鉱物の熱膨張率が異なるために、造岩鉱物ごとに膨張率および収縮率に違いがあり、造岩鉱物間に亀裂が入る現象である。温度の変化幅・変化速度が大きいほど風化の程度は大きいと推察される。高温と低温の繰り返しが必要となるが、この現象が多く見られるのは砂漠地帯あるいは火事の発生した場合である。従って、我が国では火事の発生する時以外、発生する頻度が小さいものと考えられる。

**c) 乾湿風化 (Wet-dry weathering)**

湿潤と乾燥の繰り返しにより発生する風化作用であり、スレーキングとも呼ばれる。泥岩や頁岩など、粘土鉱物を含む岩石によく見られる現象である。スメクタイト（別名：モンモリロナイト）<sup>2)</sup>と呼ばれる粘土鉱物は顕著な膨潤性を示す。例えば、沖縄の島尻層群の泥岩は乾湿風化により破壊することが知られている<sup>6),7)</sup>。

**d) 凍結融解 (Frost weathering)**

間隙水の凍結時における体積膨張、あるいはアイスレンズと呼ばれる大きな氷晶の形成により、岩石の構造が破壊される現象である。

**e) 塩類風化 (Salt weathering)**

岩石の表面や表層にできた塩の結晶により破壊される現象である。破壊のメカニズムとしては、結晶化した塩の熱による膨張、水和作用により生じる応力、溶液から結晶が成長する時の圧力の3つが考えられる。塩の結晶化は気温と湿度に依存する。また、塩分が存在さえすれば起こる風化作用であるため、広い範囲で発生する普遍性の高い風化作用であり、破壊力も大きい。日南海岸・青島の弥生橋の橋脚を構成する砂岩では、塩類風化による劣化が報告されている<sup>8)</sup>。

**(2) 化学的風化作用**

化学的風化は、あらゆる岩石について普遍的に見られる風化作用である。ただし、化学的風化による破壊は非常に緩やかに進行する。例えば、火山岩塊表面からシルトおよび粘土が形成される場合、1000年間で58mm程度である。化学的風化作用は鉱物の粘土化のプロセスとも言われる。

**a) 加水分解 (Hydrolysis)**

岩石を構成する珪酸塩などの造岩鉱物に水が作用し、アルカリ元素が水に溶解することで造岩鉱物が破壊される現象である。かんらん石や、カルシウムに富む斜長石などは加水分解しやすく、石英は加水分解しにくい。

**b) 溶解 (Solution)**

多くの造岩鉱物は水に溶解する性質を持つが、溶解することで徐々に破壊していく現象である。特に方解石からなる石灰岩で顕著である。

**c) 水和 (Hydration)**

鉱物などに水が吸着し、そのときの発熱反応により体積が膨張する現象で、発熱の繰り返しにより破壊していく。ただし、水和作用は加水分解よりも破壊力は小さいと考えられている。

**d) 酸化 (Oxidation)**

鉄が酸化により徐々に腐食および破壊していくように、造岩鉱物が酸化により破壊していく現象である。

**(3) 生物風化作用**

生物風化としては、バクテリアによる硫黄や鉄などの酸化、地衣類の葉状体の膨張収縮による鉱物の破碎、木の根の根圧による岩石の間隙や亀裂の拡大、穿孔貝による岩石の穿孔、生物の呼吸により発生するCO<sub>2</sub>に

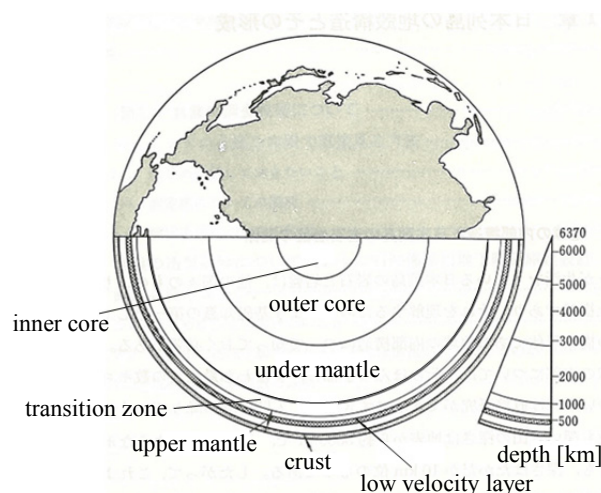


図 1.1 地球の内部構造（三木<sup>9)</sup> から引用したものに加筆）

よる溶解<sup>3)</sup>などが挙げられる。これら生物による風化作用は、メカニズム的には物理的風化、化学的風化のいずれかに属するとみなせるため、生物風化作用を物理的風化作用もしくは化学的風化作用に含むことが多い。よって、本研究でも、生物風化作用は物理的風化あるいは化学的風化の一種として取り扱うこととする。

#### (4) 地殻変動 (Diastrophism)

地球は地殻、マントル、核の層状構造となっており<sup>9)</sup>、地殻は地球表面近くの薄い層である（図 1.1）。地殻変動は、地震、火山活動、造山運動などの、地殻あるいは地球内部の力による地殻の変動であると定義される<sup>10)</sup>。

以上が各種の風化作用および地殻変動についての概要である。次に、これらを体系化し、基岩の土砂化プロセスと種々の風化作用の関係を明示する。まず、幾つかの基岩を対象とした土砂化プロセスが既往の研究で明らかとなっているのでこれを示し、これを手がかりとして一般的な体系を考えることとする。

花崗岩は深成岩に属し、地中深くにおいてマグマがゆっくりと冷却して形成され、結晶は粗粒で比較的大きく、主に石英・カリ長石・斜長石・雲母の 4 種類の鉱物から成る<sup>2)</sup>。花崗岩の形成される周辺は高压・高温下にあるため、形成後の地殻変動で隆起する際に拘束圧が減少、つまり除荷作用によって徐々に間隙や亀裂が生じると考えられている<sup>2)</sup>。また、除荷作用だけでなく、花崗岩を構成する鉱物はそれぞれ異なった熱膨張率を有していて熱膨張量の違いが顕著であることから、熱風化によって鉱物間における亀裂が生じる<sup>2)</sup>。隆起が十分に進行し、地表近くに到達した時には、既に多くの間隙や亀裂があり、強度が低下している。実際、花崗岩ではマイクロシーティング<sup>2)</sup>という、水平方向の微小な亀裂が無数に生じることが明らかとなっている。そして、十分に風化が進行した花崗岩質基岩は、凍結融解作用によって最終的に土砂化することを鈴木・福富<sup>11)</sup>や堤ら<sup>12)</sup>は指摘している。従って、花崗岩の土砂化プロセスにおいては、まず、除荷作用や熱風化が、新たな間隙の発生や間隙の増加の中心的役割を果たすと考えられる。そして、間隙量が多くなるにつれて、水や塩類の進入経路が多数存在するようになり、凍結融解や塩類風化、化学的風化が加わって破壊が進行するものと思われる。

一方、花崗岩に比べて地表面近くで形成された流紋岩や玄武岩等の火山岩は、マグマが急速に冷却されて形成されたものであり、鉱物が結晶化する前に冷却が完了してしまうため、鉱物は細粒で緻密な構造をしている<sup>2)</sup>。そのため、花崗岩のような除荷作用による間隙や亀裂の発生は見られず、初期には地殻変動、特に

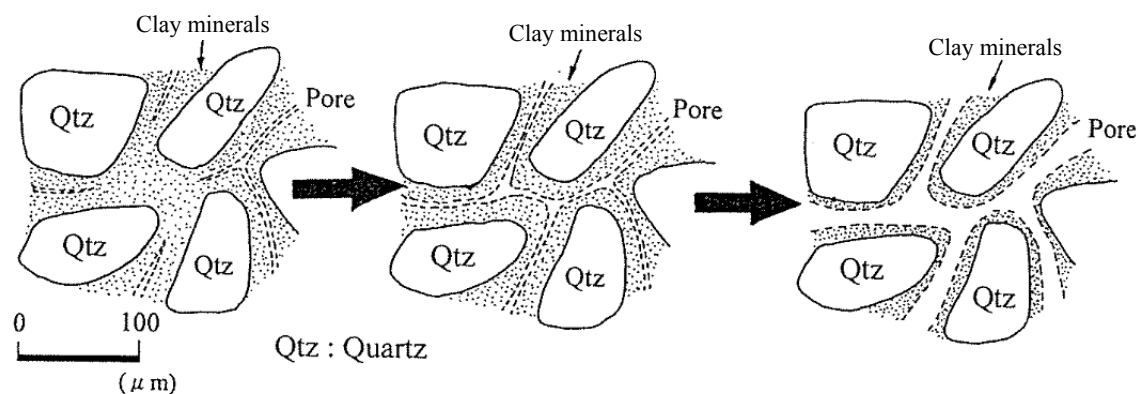


図 1.2 粘土鉱物の溶解による砂岩の風化（西山ら<sup>13)</sup>より）

地震などによる亀裂の発生があるものと考えられる。従って、岩の形成時期が同じで、形成後同じ年数だけ経過したと仮定した場合、火山岩の間隙量は花崗岩のそれに比べて少ないと考えられる。また、水や塩類の進入経路が、数少ない亀裂に限られることと、強度が高いために、物理的風化作用よりもむしろ亀裂周辺の化学的風化による粘土化が中心のようである<sup>2)</sup>。以上より、火山岩の土砂化プロセスにおいては、まず地殻変動が中心的な役割を果たし、その後、化学的風化が加わって岩の構造変化が進行すると考えられる。

次に堆積岩の場合について見てみる。堆積岩は砂や粘土粒子が海や湖で堆積した後、次々に地層が堆積することで次第に下層が圧密され、さらに鉱物同士の接着・再結晶化等の固結化作用により形成されたものである<sup>2)</sup>。固結化作用のことを特に**続成作用**と呼ぶ。堆積岩は続成作用によって次第に硬くなっていくため、古い年代の堆積岩ほど間隙量が少なく、硬い。堆積岩の中では砂岩を取り扱った研究<sup>13)</sup>があり、それによると、石英などの砂粒子の間に粘土鉱物が入り込み、間隙量が少なく緻密な構造をしていたものが、粘土鉱物の溶解により次第に間隙量が増加し、破壊していくと説明されている<sup>13)</sup>（図 1.2）。従って、砂岩の土砂化プロセスにおいては、化学的風化、特に粘土鉱物の溶解が中心的な働きをなすと考えられる。ただし、堆積岩は形成年代が古いほど緻密で硬い構造なので、このように古い時代の砂岩に関しては、地殻変動による間隙や亀裂の発生が初期に必要になると推察される。

以上、いくつかの基岩の土砂化プロセスとそれに関わる風化作用の変遷過程を述べた。これらを踏まえると、間隙や亀裂が全く無い状態であったのが、地殻変動によって間隙や亀裂が発生するようになり、その後、様々な風化作用が加わって岩の構造変化が進み、最終的に土砂化するものと推察される。よって、基岩の土砂化プロセスと風化作用の一般的な関係は図 1.3 のようになると考えられる。なお、図 1.3 では物理的風化作用については青色の二重線で囲って示し、化学的風化作用については緑色の二重線で囲って示している。

花崗岩に限らず地中深くにおいて形成された岩は、最初、除荷作用あるいは地殻変動による間隙や亀裂の発生があると考えられる。一方、地表面近くで形成された岩の場合は、除荷作用よりもむしろ、地殻変動による間隙や亀裂の発生が最初の主要なイベントであると推察される。そしてその後は、間隙や亀裂に水や塩類が侵入するようになり、これらに加えて乾湿風化・凍結融解作用・塩類風化・種々の化学的風化など、様々な風化作用が生じるようになって考えられる。ただし、存在する場所によって支配的な風化作用が異なると予想される。例えば、温泉水に触れる機会が多い地域では、化学的風化が大きな役割を果たすと考えられるし、海に近ければ、塩類風化による風化が支配的になると考えられる。

これらより、基岩の土砂化プロセスを考える場合、厳密には、風化作用と地殻変動の全てを取り扱う必要があることが分かる。また、基岩の土砂化プロセスは数百年、ときには数万年という長い時間スケールで考える必要がある。しかし、本研究で対象とするのは数年スケールで発生する、岩が最終的に土砂化するとい

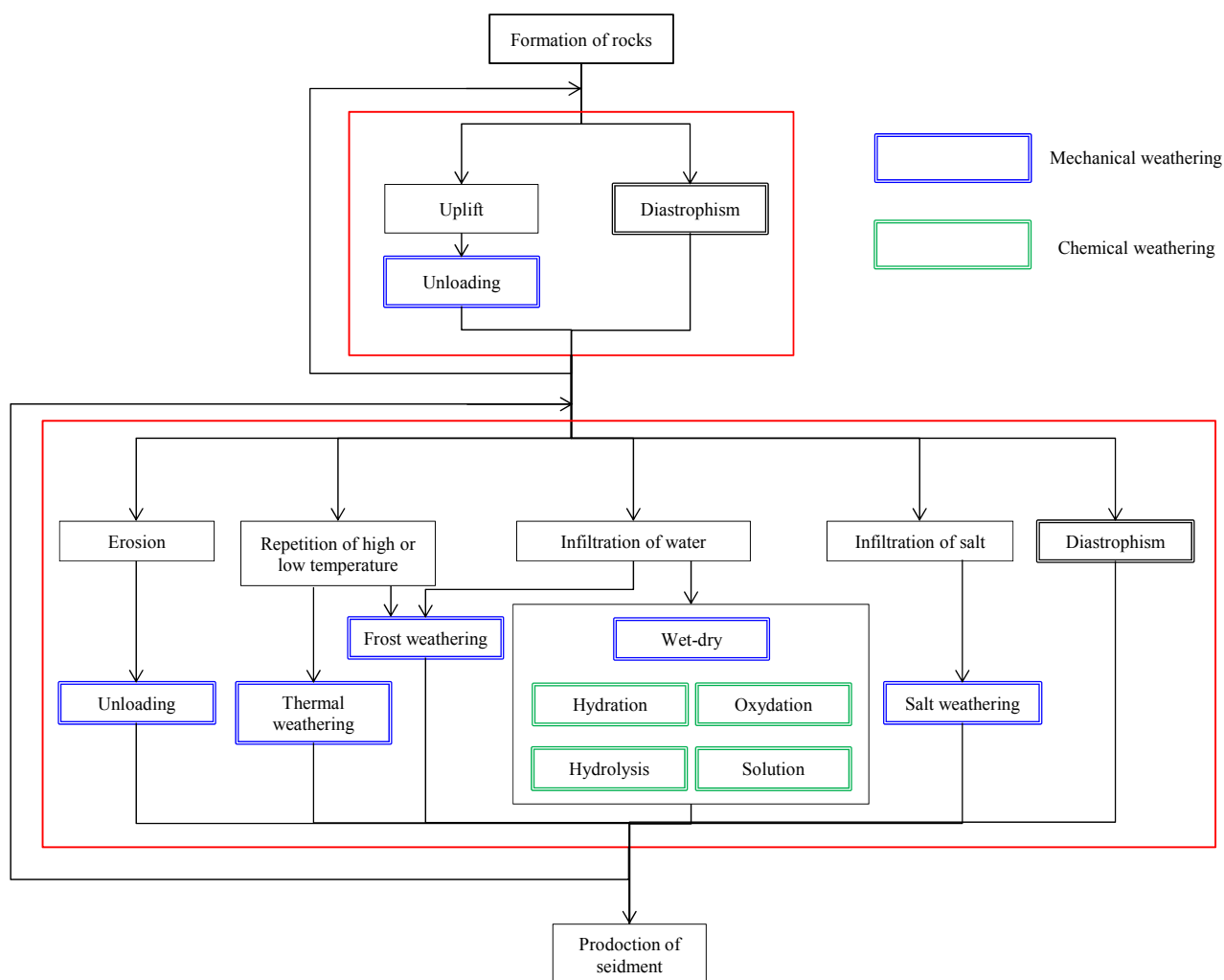


図 1.3 風化および地殻変動による岩の土砂化プロセスの概念図

う現象である。そこで、新鮮で間隙や亀裂が全く無い岩を出発点にするのではなく、種々の風化による岩の構造破壊が既に進んでいて、何らかのきっかけで比較的簡単に土砂化するような状態を出発点とする。この十分な構造破壊が進んでいる状態の岩を特に風化岩、あるいは**風化基岩**と呼ぶ。また、風化基岩の土砂化を取り扱う地域を日本に限定して考える。鈴木・福畠<sup>11)</sup>や堤ら<sup>12)</sup>によって風化花崗岩が土砂化する事例が報告されているように、我が国では風化基岩を土砂化させる要因として、凍結融解作用が特に重要であると考え、数ある風化作用の中から凍結融解作用を取り上げて議論する。そこで、凍結融解作用による土砂生産に関する既往の研究を整理し、凍結融解作用が重要であることを 1.2.2 で示す。

### 1.2.2 凍結融解作用による土砂生産に関する研究の現状と課題

凍結融解による土砂生産に関しては、従来から定量的に詳しい検討はほとんどなされていないものの、観測結果からその重要性が指摘されている。例えば澤田<sup>14)</sup>は、岐阜県高原川流域支流のヒル谷にある、花崗斑岩質の裸地斜面において、侵食量が 12 月、3 月、4 月に多くなると述べており、しかもこれらの月は気温が 0℃ 付近で変動することが多くなることから、凍結融解による土砂の生産が発生しているものと考察している。また鈴木・福畠<sup>11)</sup>は、滋賀県南部にある、田上山地の裸地斜面下部に設けた沈砂池に流入する土砂量が

毎年ほぼ一定の割合であること、また裸地の表面で霜柱の発生が見られることから、凍結融解による土砂生産が重要であると述べている。さらに藤田ら<sup>15)</sup>は、高原川流域における精密な土砂生産特性の考察から、土砂の生産と凍結融解回数とは正の相関関係にあると結論づけている。

より定量的な研究もなされており、堤ら<sup>12)</sup>は、田上山地の裸地斜面において風化花崗岩温度の変化、風化基岩面変位の計測、生産土砂の捕捉や凍結融解による土砂生産現象の撮影などを行い、さらに熱伝導解析によって風化基岩温度の深度分布を解析している。その結果、凍結融解により風化花崗岩から土砂が生産されること、凍結融解に伴って地表面の変位が見られること、風化基岩が凍結する温度を $-1^{\circ}\text{C}$ と仮定した時、凍結融解を10回経験すれば土砂化すると考えられることなど、いくつかの重要な知見を提供している。

既往の研究をまとめると以下のようになる；

- 1) 風化基岩面に霜柱が発生し、その霜柱により土砂が風化基岩から剥離される
- 2) 凍結融解回数と土砂生産量とは正の相関が見られる
- 3) 土砂化するには数回の凍結融解が作用している可能性がある

つまり、風化基岩が土砂化する際には、複数回の凍結融解による風化基岩の強度低下があり、十分な低下の後に霜柱が発生して土砂が生産されることが考えられる。また、我が国は、気温が氷点付近で変動する地域が多いことから、凍結融解による土砂化は多くの地域で見られると予想される。よって、最終的な風化基岩の土砂化には凍結融解が大きく関わっていると考えられる。

しかしながら、以上のようにいくつかの重要な知見が得られているものの、凍結融解による土砂生産の定量的な予測を行える段階ではないと言える。予測可能とするにあたり、まず、凍結融解回数が10回を超えれば土砂化するという考えが妥当であるか、より詳しい検討が必要である。しかも、それが田上の風化花崗岩に特有のものであるのか、それとも他の場所の花崗岩やその他の地質にも適用可能であるか、検討が必要となる。これらの検討を行うためには、風化基岩の土砂化プロセスを明らかにする必要がある。また、土砂生産量を予測するためには、風化基岩内で凍結融解が発生しているか否か、判定しなければならない。そのため、風化基岩温度の深度分布の時系列変化を推定できるようにする必要がある。これに関しては、堤ら<sup>12)</sup>によって、既に熱伝導解析モデルが開発されている。しかしながら、このモデルでは、境界条件として一般的に計測されることがない地表面温度を入力データとする必要があり、汎用性に欠ける。凍結融解現象は我が国の広い範囲で発生すると考えられるので、風化基岩温度を推定するモデルの汎用性を高める必要がある。さらに、間隙水の量は破壊の程度を左右すると予想されるので、風化基岩の含水量を推定できるようにする必要がある。これには、凍結融解時における水分移動の解析が必要となる。

これに加えて、風化基岩からの土砂生産量は様々な要因によって変化すると考えられるので、その検討を行う必要がある。第一の要因は凍結融解作用の履歴である。我が国では毎年、晩秋から早春までが凍結融解期にあたり、この時期に風化基岩から土砂が生産される。ただし、風化基岩によっては土砂化までに多くの凍結融解を経験する必要がある、一回の凍結融解期で土砂化しない場合があると考えられる。このような場合は、何年にわたって凍結融解作用の履歴が残存するのか、明らかにする必要がある。第二の要因は、風化基岩の含水量である。水分供給が豊富で含水量が多ければ、凍結潜熱の発生量が多くなり、凍結深さおよび凍結融解回数が減少、つまり土砂生産量の減少につながると予想される。第三の要因は地形および気候の違いである。標高や斜面向き、勾配が異なれば、気温や日射量が異なるので、土砂生産量が地形に左右されることになり、これに加えて我が国は多様な気候帯を有しているために、気候にも左右される。特に、近年懸念されている地球温暖化によって気候が変化すれば、土砂生産量も現在とは異なる可能性がある。第四の要因は、地表面の被覆の有無である。風化基岩面が積雪やリターにより被覆されていれば、風化基岩温度の変化が緩やかになり、土砂生産量が減少することが考えられる。



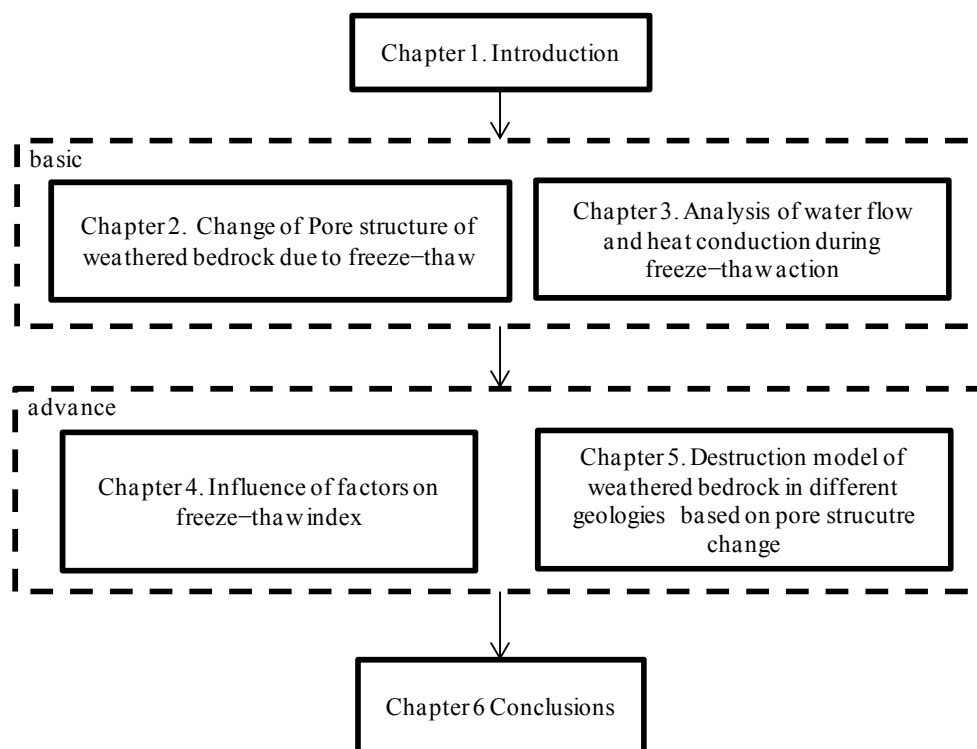


図 1.4 本論文の構成

### 1.3 研究の目的と内容構成

上記のように、凍結融解による風化基岩からの土砂生産量を予測するためには、多くの課題を解決しなければならない。そこで本研究では、凍結融解による風化基岩の土砂化プロセスを明らかにするとともに、土砂生産量を左右する様々な要因について検討を行い、高精度な土砂生産量予測を可能とする汎用性の高い土砂化モデルの構築を目的とした。本論文の構成を図 1.4 に示す。

第 2 章では、様々な風化基岩の凍結融解による土砂化の実態を現地観測により明らかにし、特に田上山地の風化花崗岩を対象として、現地観測および実験によりその土砂化プロセスを明らかにした。これは本研究の中で基本的かつ重要な研究と位置づけている。現地観測は、滋賀県にある田上山地の風化花崗岩質の裸地斜面、岐阜県高原川流域にあるヒル谷源頭部の風化花崗斑岩質の裸地斜面、岐阜県荘川流域にある大黒谷ダム上流の風化砂岩質および風化頁岩質の裸地斜面で行った。田上山地の裸地斜面では、凍結融解による間隙構造の変化傾向を明らかにすることに主眼を置いた。岩と土とでは間隙構造が異なり、岩から土へと徐々に変化する過程で間隙構造も共に変化していくと考えられる。換言すれば、凍結融解による間隙構造の変化が分かれば、これによって風化基岩の土砂化プロセスを表現できる可能性がある。そこで、凍結融解作用を受ける機会の多い、地表面付近の風化基岩の間隙率および間隙径分布と、凍結融解作用を受ける機会の少ない、深部の風化基岩の間隙率および間隙径分布を比較した。ヒル谷源頭部の裸地斜面では、凍結融解時における地表面の隆起量あるいは低下量の、風化基岩の強度による違いを明らかにすることに主眼を置いた。凍結時には風化基岩の間隙水の体積膨張が見られ、これを地表面の隆起として捉えることができる。ただし、間隙水の体積膨張量は、風化基岩の抵抗力に規定されると考えられるので、強度の異なる箇所に地表面変位計を設置し、風化基岩の抵抗の影響を検討した。大黒谷ダム上流の裸地斜面では、風化花崗岩や風化花崗斑岩などの火成岩だけでなく、地質の異なる堆積岩でも凍結融解によって土砂化が発生するかどうかを明らかにすることに主眼を置き、気温と風化基岩温度の計測および現象撮影を行った。

田上山地の裸地斜面における現地観測の結果から、凍結融解によって風化花崗岩の間隙率は変化する傾向にあることが分かったので、凍結融解 1 回あたりの間隙率の変化量を実験的に調べた。また、凍結融解による風化基岩の破壊に伴う間隙構造の変化を実際に確認するため、風化花崗岩の断面を顕微鏡観察により調べた。さらに、風化基岩から土砂を剥離する役割を果たすと考えられる、霜柱の発生する条件を明らかにするため、凍結融解実験を行った。最後に、田上山地の風化花崗岩を対象とした現地観測および実験の結果から、風化花崗岩の土砂化モデルを提案した。

第 3 章では、凍結時における熱移動と水分移動の同時解析モデルを開発し、これを用いて熱移動と水分移動の相互作用について検討した。これも、本研究では基本的で重要な研究の一つである。土砂化プロセスを明らかにすると共に、凍結融解時における熱移動と水分移動の解析を行うことも重要であることは、1.2.2 で述べたとおりである。ただし、水分移動があれば、熱の移流が生じると共に、含水量の変化によって水の凍結潜熱量が変化するため、風化基岩温度を推定する際にこれらの影響は無視し得ない。また一方で、風化基岩温度が氷点下となれば、間隙水は氷へと相変化し、水の通過できる間隙の量が少なくなるとともに、水の凍結膨張によって間隙が押し広げられる。すると、風化基岩の透水性、保水性が変化し、水分移動特性が未凍結時とは異なると考えられる。以上のことから、熱移動と水分移動は相互に影響し、これらを同時に解析することは重要である。

しかしながら、熱移動と水分移動を同時解析する前に、それぞれ解決すべき課題がある。まず、1.2.2 で述べたように熱伝導解析モデルの汎用性の問題である。このモデルでは境界条件として地表面温度を入力データとする必要があり、地表面温度の観測事例が少ない現状では汎用性に欠ける。そこで、一般的に観測されている気象データを入力データとし、地表面の熱収支式と熱伝導解析モデルを組み合わせる風化基岩温度を推定する、汎用性の高いモデルへ改良する。また水分移動に関しては、上述のように凍結融解時には間隙水の凍結および融解によって間隙構造が変化し、これによって風化基岩の保水性、透水性が変化すると考えられるので、これを考慮した解析が行えるようにしなければならない。そこで、間隙水の凍結融解に伴う間隙構造の変化を物理的にモデル化し、凍結融解時の水分移動を解析するモデルを開発した。そして熱移動と水分移動の同時解析により、凍結時の水分移動特性を検討するとともに、水分移動が風化基岩温度の推定に与える影響を検討した。さらに、霜柱が発生するような水分移動を、解析により再現できるか検討した。

第 4 章では、第 3 章で述べた一般的に観測されている気象データからの風化基岩温度の推定手法を応用して、凍結融解による風化基岩からの土砂生産量の大小を左右する様々な要因について検討した。検討にあたっては、凍結融解強度指数という指標を、凍結深さと凍結融解回数の両方を加味したものとして新たに定義し、これを用いた。土砂生産量は、凍結融解を多く経験するほど、またより深くまで凍結融解を経験するほど多くなると考えられる。つまり、土砂生産量は凍結深さと凍結融解回数の両方に規定されると考えられるので、これら両方を加味した凍結融解強度指数が分かれば、土砂生産量を間接的ながらも適切に推察可能である。風化基岩の土砂化の程度は、1.2.2 で述べたように、凍結融解の履歴、風化基岩内の水分量、地形・気候、地表面被覆により大きな影響を受けると考えられるので、凍結融解強度指数を用いてその影響評価を行った。地表面被覆については、本研究では積雪を取り上げ、凍結融解強度指数を用いて検討した。

第 5 章では、第 2 章で扱った田上山地の風化花崗岩の土砂化プロセスおよび土砂化モデルを基礎として、様々な地質の風化基岩を対象とした土砂化モデルを提案した。土砂化モデルの開発にあたっては、凍結融解実験を繰り返し行い、凍結融解による間隙率の変化と土砂化量を調べた。実験は、ヒル谷源頭部の風化花崗斑岩、大黒谷ダム上流の風化砂岩および風化頁岩、福井県石徹白川流域の風化流紋岩を対象として行った。また、生産土砂の粒径やウォッシュロード成分の存在割合などの、生産土砂の特性は、風化基岩を構成する造岩鉱物の特性や風化基岩の構造によって決まると考えられる。従って、造岩鉱物の特性や風化基岩の

構造を把握していれば、生産土砂の特性を推測できる可能性がある。そこで、様々な地質の風化基岩について、造岩鉱物の特性と風化基岩の構造を整理し、これらから生産土砂の特性が決定できるか否か検討した。

第6章は結論であり、以上の研究成果を踏まえて、凍結融解による風化基岩からの土砂生産量を推定する方法と、推定するにあたって考慮すべき要因について言及した。さらに、本研究で取り扱わなかったいくつかの解決すべき課題と、今後の展望を述べた。

## 参考文献

- 1) 高橋保：土砂流出現象と土砂害対策, 近未来社, 2006.
- 2) 千木良雅弘：災害地質学入門, 近未来社, 1998.
- 3) Ollier, C.D. (松尾新一郎 監訳)：風化-その理論と実態, ラテイス社, 1971.
- 4) Yatsu, E.: Nature of weathering, an introduction, Sozosha, 1988.
- 5) 松倉公憲：地形変化の科学-風化と侵食-, 朝倉書店, 2009.
- 6) 三木幸蔵：わかりやすい岩石と岩盤の知識, 鹿島出版会, 2003.
- 7) 小宮康明, 新城俊也：島尻層泥岩における風化の進行とその工学的性質に及ぼす影響, 土と基礎 39(6), pp.21-27, 1991.
- 8) 新城俊也, 小宮康明：乾湿繰返しによる島尻層泥岩の強度低下, 琉球大学農学部学術報告 25, pp.307-323, 1978.
- 9) 山本まりえ, 青木久, 松倉公憲：青島砂岩の塩類風化速度に与える間隙率の影響に関する一実験, 筑波大学陸域環境研究センター6, pp.23-31, 2005.
- 10) 日本材料学会編：岩の力学 基礎から応用まで, 丸善株式会社, 1993.
- 11) 鈴木雅一, 福嶋義宏：風化花崗岩山地における裸地と森林の土砂生産量-滋賀県南部, 田上山地の調査資料から-, 水利科学 33(190), pp.89-100, 1989.
- 12) 堤大三, 藤田正治, 伊藤元洋, 手島宏之, 澤田豊明, 小杉賢一朗, 水山高久：凍結融解による土砂生産に関する基礎的研究-田上山地裸地斜面における現地観測と数値シミュレーション-, 砂防学会誌 59(6), pp.3-13, 2007.
- 13) 西山賢一, 水上陽成, 小池克明, 松倉公憲：風化による砂岩礫の間隙構造の時間変化, 応用地質 42(1), pp.2-14, 2001.
- 14) 澤田豊明：山地流域の土砂生産に関する研究, 京都大学博士論文, 1985.
- 15) 藤田正治, 澤田豊明, 志田正雄, 伊藤元洋：高原側流域における土砂生産特性, 水工学論文集 49, pp.1075-1080, 2005.

## 第2章 凍結融解による風化基岩の変位と間隙構造変化に関する研究

### 2.1 概説

凍結融解による風化基岩からの土砂生産量を推定するには、風化基岩の土砂化モデルを開発する必要がある。本研究では、高精度な土砂生産量予測を可能とする、汎用性の高い土砂化モデルを構築することを目的としている。そこでまず、風化基岩の土砂化プロセスの実態を明らかにし、それをモデルに反映させることを考える。風化基岩の土砂化プロセス、つまり風化基岩の構造が土の構造へと変化していく過程では、それに伴って間隙構造が変化していくと予想される。従って、間隙構造の変化の視点から、土砂化プロセスを説明できる可能性がある。間隙構造を表す物性値としては間隙率、間隙径および間隙径分布などが挙げられ、本章では凍結融解によるこれらの物性値と分布特性の変化から、土砂化プロセスを表現することを考える。

風化基岩の間隙構造に関する研究は、既に Suzuki et al.<sup>1)</sup>や西山ら<sup>2)</sup>などにより行われている。しかし、これらは凍結融解作用との関係を調べるために行われたものではなく、凍結融解による間隙構造の変化が明らかにされていない。一方、凍結融解による風化基岩の間隙構造の変化に関しては、堤ら<sup>3)</sup>により研究がなされている。その概要は 2.2 で述べるが、凍結融解時の風化基岩面変位を観測した結果、凍結時には風化基岩面が上昇することが確認されている。これは、間隙水の凍結膨張によって、間隙の構造が変化していることを意味している。しかし、堤らは、間隙構造の変化に関してそれ以上の検討はしておらず、間隙率や間隙径分布の凍結融解による変化の詳細は不明である。

2.3 では、間隙率や間隙径分布の凍結融解による変化の実態を明らかにするべく、田上山地の風化花崗岩について間隙率と間隙径分布の深度分布、まさ土の間隙率と間隙径分布を調べた。地表面付近では凍結融解を経験する機会が多く、深部では機会が少ないと考えられることから、間隙構造の深度方向変化を調べることで、凍結融解による土砂化プロセスにおける間隙構造の変化を把握することができると予想される。また、凍結融解による土砂化の実態をより詳しく知るために、詳細な現地観測を行った。

2.4 では、観測により、風化花崗岩とは異なる地質でも凍結融解による土砂化が発生するか検討するとともに、風化基岩の強度による地表面変位量の違いを明らかにした。観測は、岐阜県高原川流域にあるヒル谷源頭部の風化花崗斑岩質の裸地斜面で行った。

2.5 では、観測により、風化花崗岩や風化花崗斑岩などの火成岩だけでなく、堆積岩でも凍結融解による土砂化が発生するか、検討を行った。観測は、風化砂岩と風化頁岩の互層となっている、岐阜県荘川流域にある大黒谷ダム上流の裸地斜面にて行った。

2.6 では、田上山地の風化花崗岩を対象に、間隙構造に関する詳細な実験的検討を行った。まず、凍結融解 1 回あたりの間隙率の変化率を具体的に知るため、凍結融解実験を行った。間隙率の変化率は風化基岩内の水分量および間隙率に依存すると考えられるので、飽和度と間隙率の様々な組み合わせのもとで実験を行った。また、顕微鏡を用いて実際の間隙構造を観察するとともに、2.3 で求めた間隙径分布と比較検討を行った。さらに風化基岩から土砂を剥離する役割を果たす、霜柱の発生する水分条件を調べた。

2.7 では、田上山地の風化花崗岩についての観測および実験から得られた知見を基礎に、凍結融解による土砂化プロセスを間隙構造の変化の視点から説明し、土砂化モデルを提案した。

## 2.2 凍結融解による風化基岩の間隙構造変化に関する先行研究

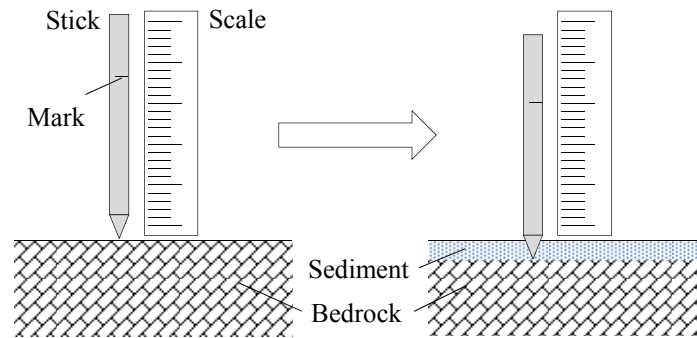
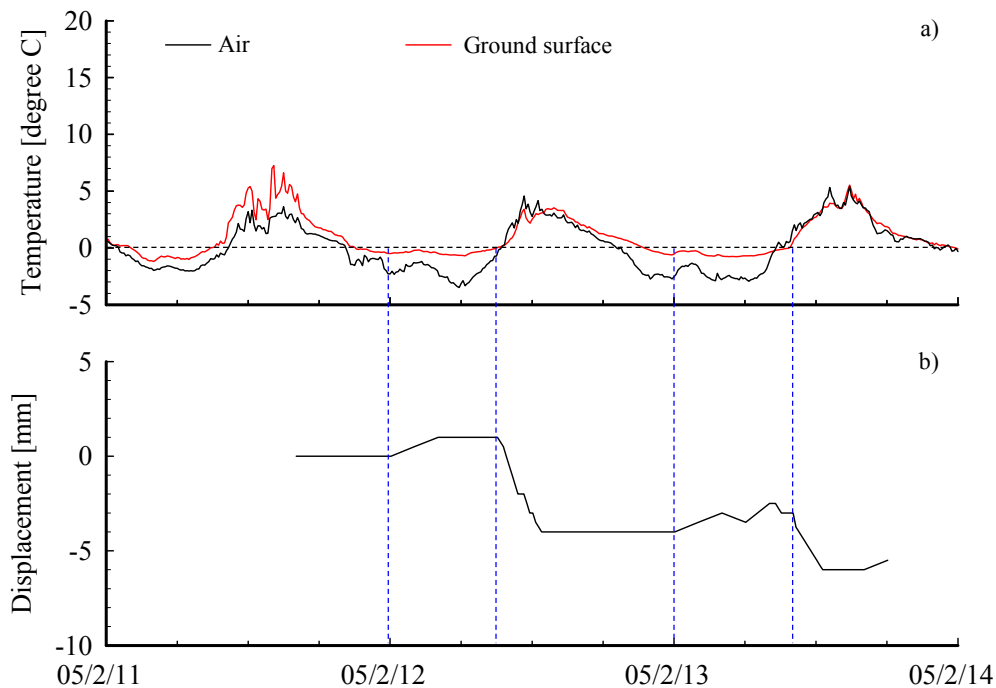
堤ら<sup>3)</sup>は2005年2月11日から14日に、田上山地の風化花崗岩質の裸地斜面において、凍結融解時の風化基岩面変位を観測した。風化基岩面変位の観測には、図2.1に示す、質量83gの先端が尖った鋼棒、定規およびカメラを組み合わせた装置を用いている。鋼棒は凍結融解による風化基岩面の変位に伴って変位する。鋼棒には目印がつけてあるため、その目印と定規をインターバル撮影することで、風化基岩面変位の時系列変化が分かる仕組みとなっている。定規は斜面に垂直になるように立て、動かないように固定し、鋼棒も斜面に垂直に立て、先端を風化基岩面に接地させている。なお、凍結融解によって表層が土砂化しても、自重により鋼棒の先端は常に風化基岩面に当たるように設置されている。また、熱電対を用いて気温と地表面温度を同時に計測することで、温度変化と風化基岩面変位の関係を調べている。

気温、地表面温度および風化基岩面変位の測定結果を図2.2に示す。図2.2a)は気温と地表面温度の時系列変化を、図2.2b)は風化基岩面変位の時系列変化を示す。正の変位は風化基岩面が上昇したことを、負の変位は風化基岩面が沈下したことを示す。また、図中にある青色の点線は、風化基岩面の上昇が始まった瞬間と沈下が始まった瞬間を示す。図2.2b)の2月12日深夜0時から正午にかけての変位を見ると、地表面温度が0°C以下になってしばらく経過した後に風化基岩面が上昇し始め、最大で1mm程度の上昇があったことが分かる。その後、地表面温度が上昇して0°Cに達したと同時に変位は負に転じ、沈下が始まっている。さらに、地表面温度が高くなると沈下量が大きくなり、最大沈下量は約5mmと、上昇前よりも4mmほど風化基岩面は沈下している。2月13日深夜0時から正午にかけての変位の時系列変化を見ても、絶対量は異なるが同様の傾向を示しており、凍結融解によって風化基岩面が2mmほど低下していることが分かる。

凍結時に風化基岩面が上昇した原因は、風化基岩内の間隙水の凍結膨張によるものであると考えられる。しかも、地表面温度が氷点下となつてからしばらく経過した後に、風化基岩面が上昇するということは、間隙水の十分な凍結がなければ、風化基岩面を上昇させるのに十分な凍結膨張が見られないことを示していると考えられる。0°Cは水と氷が共存する温度であるため、温度が十分に低下した後に間隙水が凍結し、凍結膨張が顕著になるものと推察される。風化基岩面が2月12日深夜から正午にかけては約4mm、2月13日深夜から正午にかけては約2mm沈下したということは、凍結融解によってこれだけの厚さが土砂化したということを示していると考えられる。実際、同期間における連続写真を見ると、風化基岩面に霜柱が発生し、風化基岩面から土砂が剥離する様子が確認できたと述べている。注目すべきは、凍結時に風化基岩面が上昇するということである。これは間隙水の凍結膨張によって間隙の構造が変化していることを意味している。しかし、堤らは間隙構造の変化に関してそれ以上の検討はしておらず、間隙率や間隙径分布の凍結融解による変化の詳細は不明である。

## 2.3 田上山地の裸地斜面における観測

本節では、堤ら<sup>3)</sup>の先行研究を基礎として、凍結融解による風化基岩の間隙構造の変化を明らかにするための検討を行った。検討にあたっては、田上山地にある風化花崗岩質の裸地斜面を対象として観測を行った。観測では、気温や風化基岩温度の計測、凍結融解による生産土砂の捕捉および回収、現象撮影、地表面変位の計測を行った。これらにより、凍結融解による土砂生産現象の実態を詳しく調べた。また、第3章、第4章で述べる、気象データを入力データとした風化基岩温度の深度分布解析に関係するものとして、日射量、長波放射量、風速、比湿などの気象観測を行った。さらに、裸地斜面から風化花崗岩サンプルを採取し、間隙率、間隙径分布の深度分布を調べた。地表面近くでは凍結融解を経験する機会が多く、深部ではその機会

図 2.1 鋼棒を応用した風化基岩面変位計の概要<sup>3)</sup>図 2.2 凍結融解による風化基岩面変位<sup>3)</sup> (2005/2/11~2/14) :

a) 気温と地表面温度, b) 風化基岩面変位

が少ないと考えられる。従って、間隙率と間隙径分布の深度分布を調べることで、凍結融解による間隙構造の変化を明らかにすることができると思われる。間隙径分布は、風化花崗岩サンプルを対象に行った pF 試験の結果を解析することで得ることができる。なお、風化花崗岩サンプルは強度が低く、攪乱を最小限に抑えるように採取方法や整形方法、間隙率の測定方法、pF 試験に工夫を要したので、これについて詳しく述べた。

### 2.3.1 観測の概要

#### (1) 観測対象地の概要

田上山地の観測対象裸地斜面は滋賀県南部に位置する（図 2.3, 図 2.4）。標高は約 420 m, 東経 135.97°, 北緯 34.93° で、斜面の向きは北西である。勾配は約 30°~45° である。地質は風化の進んだ花崗岩であり、やや黒雲母の割合が高い黒雲母花崗岩である<sup>4)</sup>。観測対象とする裸地斜面において、露出している風化花崗岩

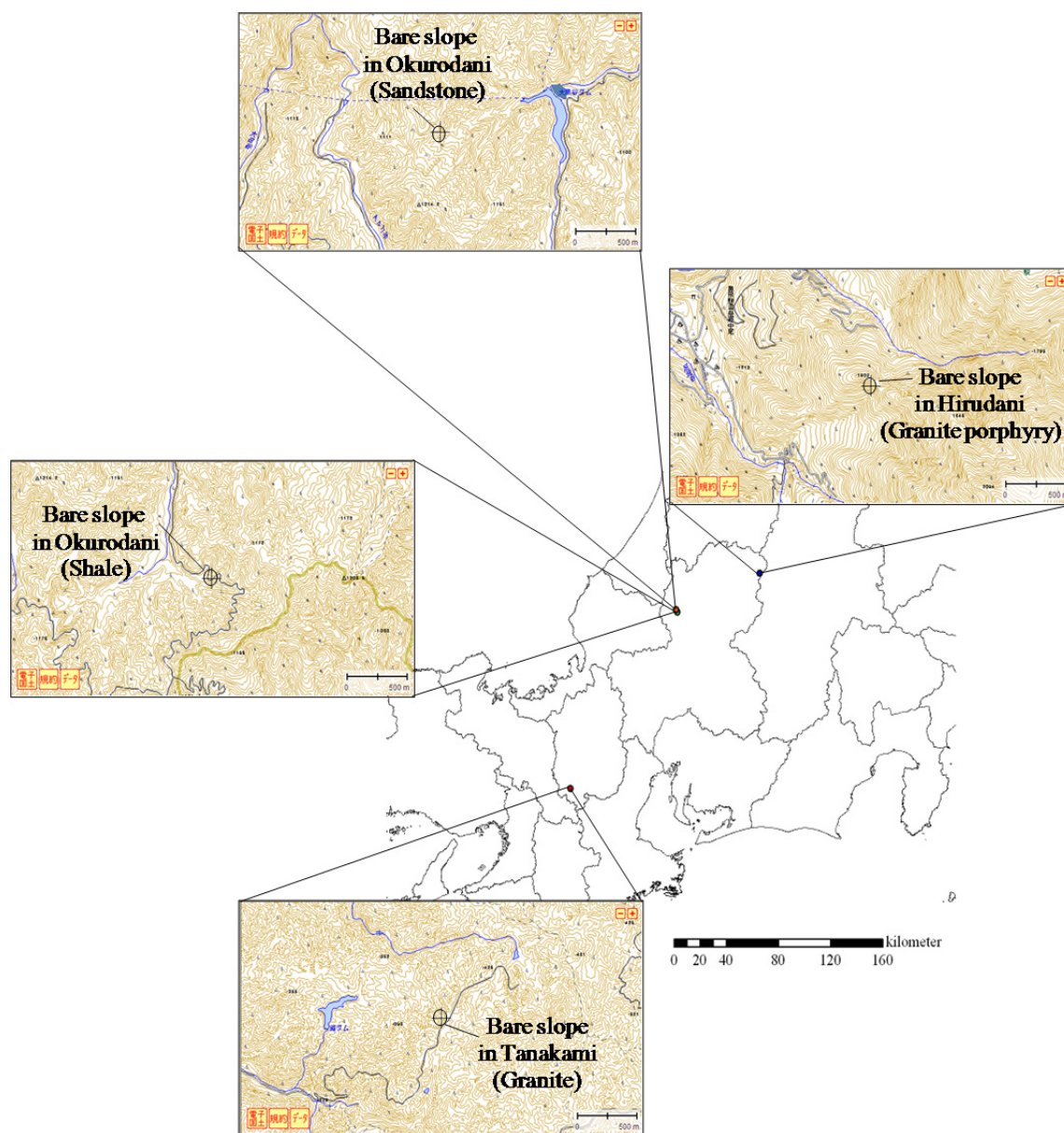


図 2.3 凍結融解による風化基岩の土砂化に関する観測を行った裸地斜面の位置

は脆く、ペグ等で簡単に壊すことができる。裸地斜面上に設置した温湿度計の観測結果によると、2010 年における年平均気温、年間最低気温はそれぞれ  $4.8^{\circ}\text{C}$ 、 $-6.2^{\circ}\text{C}$  であった。年間総降雪量は、裸地斜面に最も近い位置にあり、かつ積雪を観測している彦根市気象台での観測値に等しいと仮定すると、2010 年では 40 cm であった<sup>5)</sup>。気温が氷点下となることと、積雪が少ないことから判断して、観測対象の裸地斜面では凍結融解による土砂化現象が見られる気象条件であると言える。

## (2) 現地観測の概要

観測対象地において実施した観測内容について概説する。なお、田上山地の裸地斜面では、第 3 章、第 4 章で述べる、気象データを入力データとした風化基岩温度の深度分布解析に関係するものとして、日射量、長波放射量、風速、比湿を計測しているので、これらについても概説する。

### a) 気温

気温が氷点下となっているか否かの確認、および凍結融解に対する温度変化の影響を調査するため、気温





図 2.4 田上山地の裸地斜面

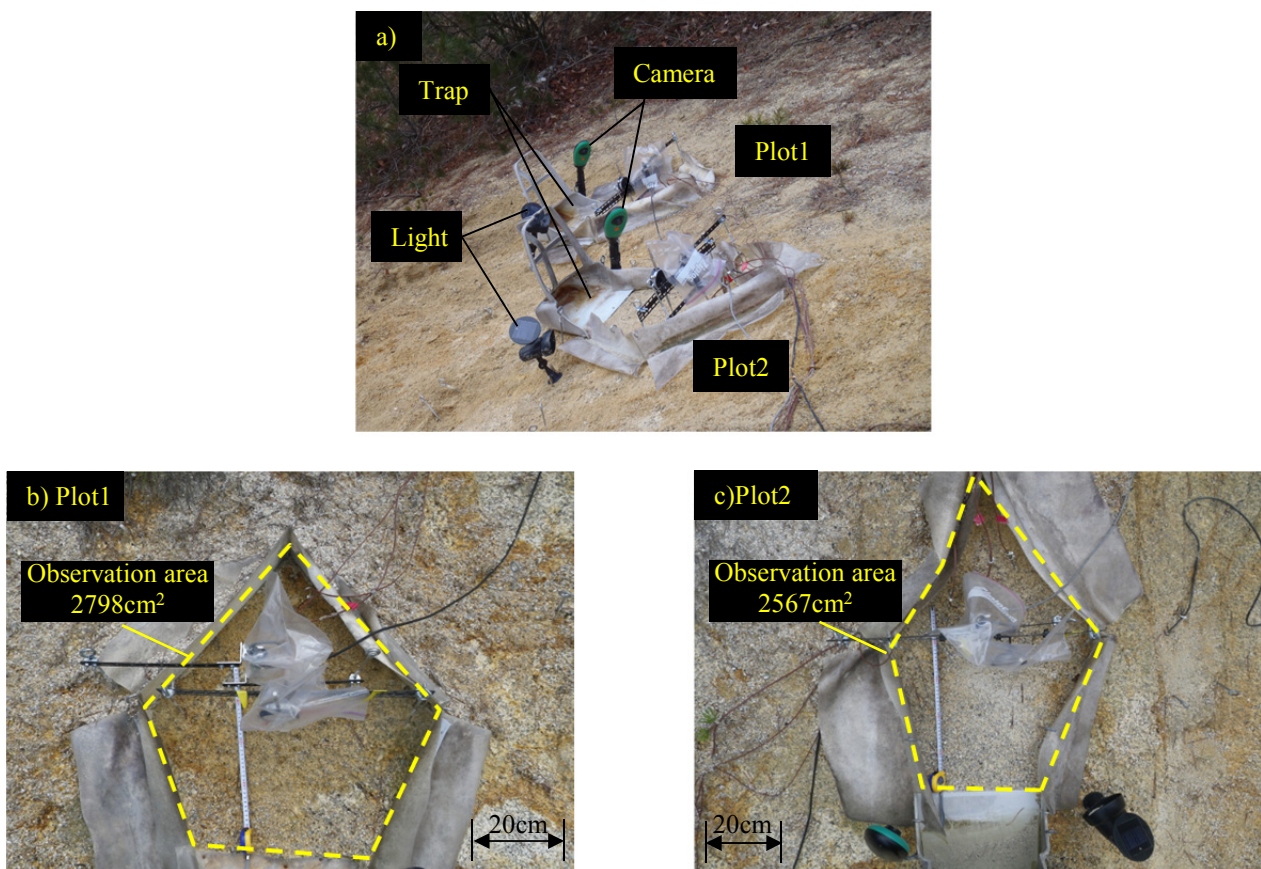


図 2.5 土砂採取箱，カメラおよび照明の設置状況と観測対象範囲：

a) 全景，b) プロット 1 の観測対象範囲，c) プロット 2 の観測対象範囲

の計測を行った。計測にはデータロガー内蔵サーミスタ (Campbell 社製 CR1000, 分解能  $0.01^{\circ}\text{C}$ , 誤差 $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ ), 熱電対 (銅-コンスタンタン, 分解能  $0.001^{\circ}\text{C}$ , 誤差 $\pm 1.3^{\circ}\text{C}$ ), 温湿度計 (Vaisala 社製 HMP45C, 分解能  $0.01^{\circ}\text{C}$ , 誤差 $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ ) を用いた。

#### b) 風化基岩温度

風化基岩が凍結しているか否かの確認，および凍結融解に対する温度変化の影響を調査するため，風化基岩温度を計測した。計測には熱電対 (銅-コンスタンタン) を用いた。温度変化の深度による違いが見られるよう，熱電対を風化基岩内の複数深度に数点，設置した。風化基岩内への挿入の際には，鋼棒とハンマーで



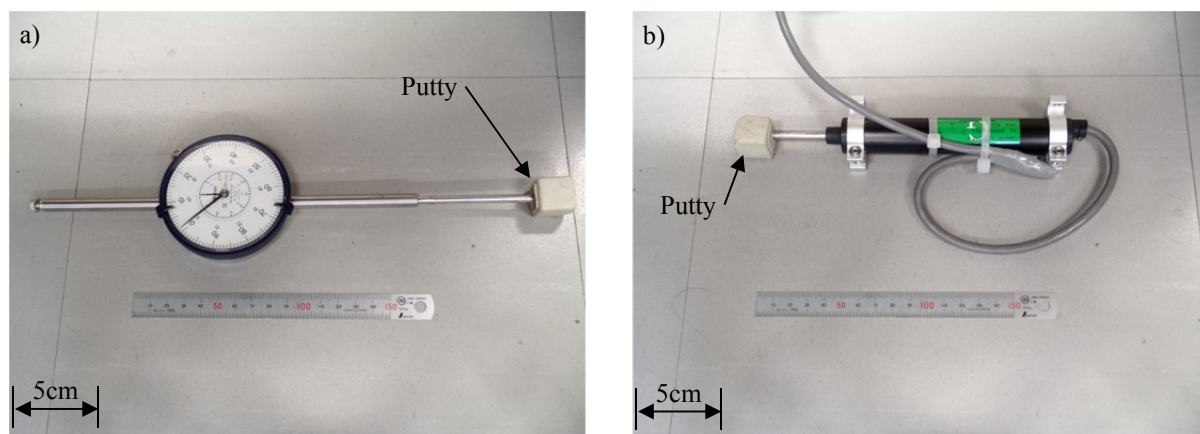


図 2.6 地表面変位計：a) ダイヤルゲージと b) ポテンショメータ

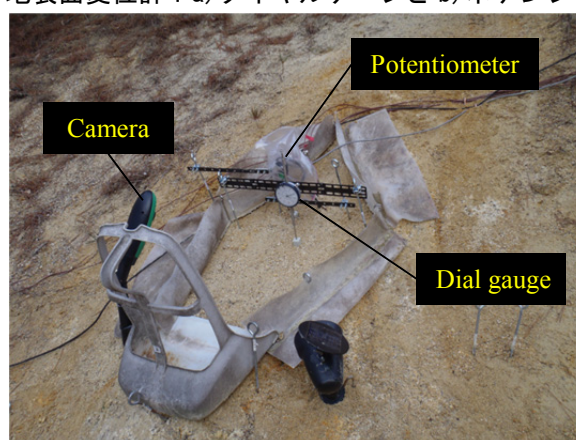


図 2.7 地表面変位計の設置の様子（田上山地の裸地斜面）

風化基岩に所定の深さまで穴を開け、その穴に熱電対のセンサを入れた。熱電対が観測中に移動しないよう、熱電対の設置位置の近くにペグを奥深くまで打ち込んで固定させ、ペグと熱電対を結束バンドおよびシリコンで固定した。

#### c) 生産土砂の回収

凍結融解によって実際に生産される土砂の量を知るため、生産土砂の捕捉・回収を行った。土砂が生産される面積が分かるようプロットを設置し、下部に土砂採取箱を置いた。そして流出する土砂を土砂採取箱により捕捉・回収する形とした（図 2.5）。田上山地の裸地斜面では2つのプロットを設けた。いずれのプロットでも、凍結融解による土砂生産現象が見られる時期の前に、移植ごてで斜面表面に堆積している土砂を除去し、風化基岩面を露出させた。これは既に斜面表面に堆積している土砂と、凍結融解により発生する土砂を区別するためである。図 2.5b), 図 2.5c)にそれぞれプロット1とプロット2の観測対象範囲を示す。画像解析より、プロット1、プロット2の面積はそれぞれ  $2798 \text{ cm}^2$ ,  $2567 \text{ cm}^2$  である。

生産土砂の回収は、凍結融解が活発になる時期より少し前の2011年2月13日より開始した。生産された土砂は自重や雨滴衝突、風によって自然に流下させ、流出のタイミングや量を明らかにできるようにした。土砂採取箱に溜まった土砂は原則1ヶ月ごとに回収した。

#### d) 現象の撮影

凍結融解による風化基岩の土砂化のタイミングや規模を確認するため、インターバルカメラ（Brinno 社製 Garden Watch Cam）と、太陽光発電型照明（Gama Sonic 社製ソーラービームライト）を組み合わせ、所定のインターバルで裸地斜面に設けたプロットを撮影した（図 2.5a）。ソーラービームライトの最大点灯時間

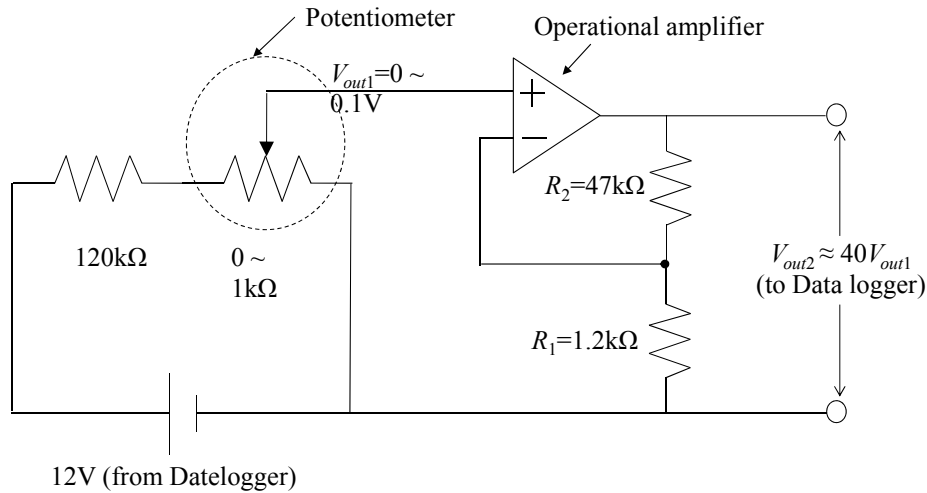


図 2.8 ポテンショメータとデータロガーの接続図

は、仕様では 8 時間であるものの、実際には日射量不足が影響し、最大 2, 3 時間であった。従って、夜間の現象撮影は日没から最大 2, 3 時間に限られた。

#### e) 地表面変位の連続的観測

堤ら<sup>3)</sup>は風化基岩面の変位を観測し、土砂化による風化基岩面の後退プロセスを明らかにした。一方で、風化基岩面の変位ならびに土砂化後に形成される、風化基岩面上の土層表面の変位を計測することも重要である。なぜなら、風化基岩が土砂化し、土砂が霜柱により剥離される現象を捉えることができるからである。そのためには、地表面の攪乱を極力抑えつつ、連続的に精度良く、地表面の変位を計測する必要がある。そこで、これらの条件を満たすような地表面変位計測法を開発し、地表面変位の計測を行った。

変位計は、ダイヤルゲージ (Mitsutoyo 社製 3060S-19, 測定範囲 0 ~ 8 cm, 分解能 0.001 mm, 誤差  $\pm 0.045$  mm, 反力 最大 3 N) とポテンショメータ (緑測器社製 LP-100FJ, 測定範囲 0 ~ 10 cm, 分解能 0.01 mm, 誤差  $\pm 0.34$  mm, 反力 最大 1 N) を応用したものである (図 2.6)。どちらも直線的に動く棒部材を有し、棒部材の先端を地表面に接地して変位を計測する仕組みとなっている。ただし、計測器の自重や棒部材の反力が計測の妨げとなるので、棒部材先端の接地部にエポキシパテで作った 1.5 cm 角の立方体を取り付け、接地面積を増加させる処置を施した (図 2.6)。ダイヤルゲージは棒部材の変位量を目盛盤と指針で示す仕組みであるため、目盛を所定の時間間隔でインターバル撮影することで変位の時間変化を記録した (図 2.7)。

ポテンショメータは、変位量と比例関係にある可変抵抗器 (0 ~ 1 k $\Omega$ ) を内蔵しているので、ポテンショメータに電圧をかければ、変位量を電圧の変化として捉えることができる。よって電圧値の変化をデータロガーで記録するようにした。ポテンショメータとデータロガーの接続図を図 2.8 に示す。ポテンショメータは抵抗値が 0 ~ 1 k $\Omega$  の範囲で変化する可変抵抗器とも言えるので、図 2.8 ではポテンショメータを可変抵抗器として表示している。

ポテンショメータにかける電圧は 12 V とした。これはデータロガーから供給される電圧である。ただし、ポテンショメータ自体には 1 mA 以上の電流が流れると壊れるため、120 k $\Omega$  の抵抗器をポテンショメータと直列でつなぎ、流れる電流を最大 0.1 mA ( $=10^3 \times 12 \text{ V} / (12 \times 10^3 \Omega + 0 \times 10^3 \Omega)$ ) とした。そうすると、ポテンショメータから出力される電圧  $E_{out1}$  [V] は最大で 0.1 V ( $=0.1 \times 10^{-3} \text{ A} \times 1.0 \times 10^3 \Omega$ ) となる。従って、棒部材の変位による電圧値の変化は 0.0 V ~ 0.1 V と微小な電圧となる。ここで問題が生じる。それは、棒部材が 0.01 mm 変化したときの電圧値の変化量はわずか  $1 \times 10^{-5} \text{ V}$  となるので、測定値がノイズの影響を大きく受ける可能性が高くなることである。そこで、電圧値を増幅するために、オペアンプと抵抗器 2 つ ( $R_1=1.2 \text{ k}\Omega$ ,  $R_2=47 \text{ k}\Omega$ )

を用いて非反転増幅回路を作成した<sup>6)</sup>。すると、増幅後の電圧  $E_{out2}$  [V]は

$$E_{out2} = \left(1 + \frac{R_2}{R_1}\right) E_{out1} \approx 40.2 E_{out1} \quad (2.1)$$

で表され、約 40 倍の出力値となる。

ポテンショメータとダイヤルゲージは、田上では各プロットに一つずつ設置した。杭を 2 本、間隔を空けて斜面に固定し、杭の間に鉄板を通してラーメン構造状とし、鉄板に変位計を固定させるようにした(図 2.7)。

#### f) 日射量

日射量は日射計 (Campbell 社製 LI200X, 分解能  $0.1 \text{ W/m}^2$ , 誤差 $\pm 3\%$ ) を用いて下向き日射量  $S\downarrow$  [ $\text{W/m}^2$ ] を計測した。また、田上山地の裸地斜面では、 $S\downarrow$  と上向き日射量  $S\uparrow$  [ $\text{W/m}^2$ ] を放射計 (Campbell 社製 CNR1 分解能  $0.1 \text{ W/m}^2$ , 誤差 $\pm 0.4\%$ ) を用いて計測した。いずれの計測器も、センサ部分が鉛直上向きあるいは鉛直下向きになるように設置した。

#### g) 長波放射量

長波放射量の計測には Campbell 社製 CNR1 (分解能  $0.1 \text{ W/m}^2$ , 誤差 $\pm 0.4\%$ ) を使用し、これにより下向き長波放射  $L\downarrow$  [ $\text{W/m}^2$ ] と上向き長波放射  $L\uparrow$  [ $\text{W/m}^2$ ] を計測した。センサ部分が鉛直上向きあるいは鉛直下向きになるように設置した。

#### h) 風速

風速については風速計 (Campbell 社製 03101 R.M. Young Wind Sentry Anemometer, 分解能  $0.001 \text{ m/s}$ , 誤差 $\pm 0.5 \text{ m/s}$ ) を用いて計測した。

#### i) 比湿

比湿については温湿度計 (Vaisala 社製 HMP45C, 分解能  $0.01\%$ , 誤差 $\pm 2\%$ ) を用いて計測した。

### (3) サンプルングおよび整形方法

#### a) サンプルング方法

まさ土および風化花崗岩の間隙率と間隙径分布の深度分布を知るために、まさ土と風化花崗岩のサンプルングを行った。なお、風化花崗岩は土砂化直前で強度が相当程度低下しているものと、そうでないものとで採取方法が異なり、分けて説明する。

まさ土は、裸地斜面に堆積していた土層に採土円筒を打ち込んで採取した。採土円筒の高さ  $5 \text{ cm}$  に対し、まさ土層の深さは約  $3 \text{ cm}$  であったため、採土円筒内の上部に隙間が生じた。凍結融解により土砂化してから時間が経過した後の採取であったため、ある程度の攪乱は既にあるものと思われるが、それ以上の不要な攪乱を避けるために、隙間に緩衝材を入れて持ち帰った。

土砂化直前の脆い風化花崗岩は、裸地斜面において地表面に堆積している土砂を刷毛で取り除いて風化基岩面を露出させたとき、風化基岩面から垂直方向に深さ  $1 \text{ cm}$  程度の基岩とした。土砂化直前の風化花崗岩は非常に強度が低く、わずかな衝撃で間隙構造が変形してしまう。そこで、間隙構造を維持するために、風化基岩面から約  $1 \text{ cm}$  程度までゼラチンを浸透させ、固化させた。ゼラチンが固化した後、採土円筒を打ち込んで風化花崗岩を採取した。図 2.9 にゼラチンで固めた状態での土砂化直前の風化花崗岩を示す。ゼラチンで固化することにより、採取前とほぼ同じ構造で取り出すことができている。

風化基岩面から深さ  $1 \text{ cm}$  までの風化花崗岩を採取する場合、予め裸地斜面上にて縦約  $20 \text{ cm}$ , 横約  $20 \text{ cm}$  の四辺形を決め、これを採取範囲とした。そして、その四辺形の辺に沿ってペグとハンマーを用いて裸地斜面の垂直方向に約  $10 \text{ cm}$  削り、岩塊を表出させた (図 2.10a)。続いて、その岩塊の底面にペグをハンマーで打ち込んでいくつかの穴を設け、スコップを底面に差し入れて岩塊を母岩から分離した (図 2.10b)。

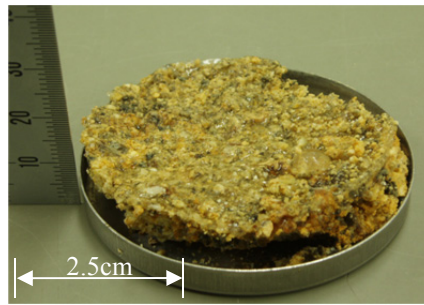


図 2.9 土砂化直前の風化花崗岩をゼラチンで固化した状態

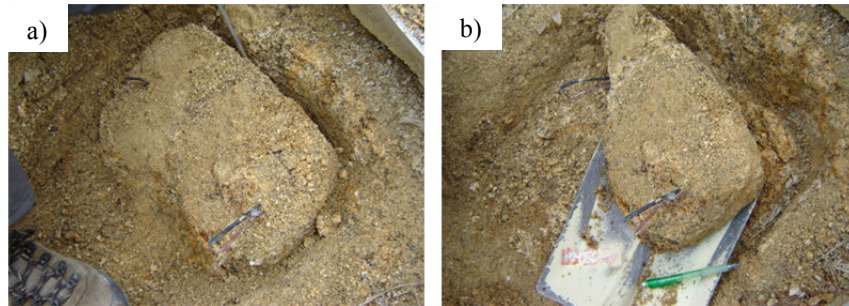


図 2.10 風化花崗岩のサンプリングの様子

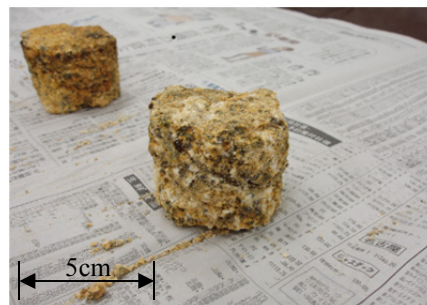


図 2.11 整形後の風化花崗岩サンプル

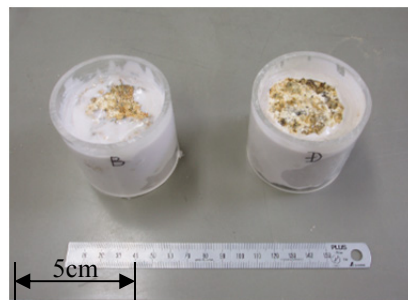


図 2.12 アクリル円筒と風化花崗岩サンプルをシリコーンにより接着した様子

#### b) 整形方法

次に、裸地斜面より採取した風化花崗岩塊の整形を行った。なお、まさ土および土砂化直前の風化花崗岩に関しては、攪乱を防ぐために整形はせず、採土円筒に入ったままとした。

風化花崗岩は、採取した風化花崗岩塊を円柱形に整形した。ただし、整形した風化花崗岩塊は間隙率の測定のほか、間隙径分布を得るための pF 試験にも用いる。一般に、pF 試験は土を対象とした試験であるため、風化基岩について試験を行う場合、サンプルの作成にあたって土とは異なる方法をとる必要がある。重要な点は、間隙構造の攪乱を最小限に抑えることである。その方法は Katsura et al.<sup>7)</sup>に倣ったので、以下に示す。

まず、風化花崗岩塊をマイナスドライバーの先を使って、外径 6.4 cm、内径 5.8 cm、高さ 6 cm のアクリル円筒に入るよう、円柱形に整形した（図 2. 11）。そして、風化花崗岩塊に触れる機会を最小限に抑えるため、アクリル円筒で風化花崗岩塊の側方を覆うことにした。なお、アクリル円筒内で岩が動かないようにするため、円筒と風化基岩サンプルの間に不透水性の液体シリコンゴム（GE 東芝シリコン株式会社製 TSE350）を流し込んだ。さらに、常温で硬化させた後、サンプル上部の液体シリコンと円筒の間にシリコンゴム（シャープ化学工業株式会社製 シャーピーシリコン S）を流し、アクリル円筒とシリコンの接着を確実にした（図 2. 12）。サンプル上面および底面に付着したシリコンはカッターで取り除き、岩を露出させて通水性を確保した。

#### (4) 間隙率の算出方法

次に、間隙率の測定方法について述べる。測定方法はまさ土、土砂化直前の風化花崗岩、風化花崗岩それぞれで異なるため、順を追って説明する。

まさ土の体積  $V$  [ $\text{cm}^3$ ] は、底面積  $B_a$  [ $\text{cm}^2$ ] を採土円筒の内径から算出される面積に等しいとし、それに高さの 3 cm を乗じて求めた。続いて、飽和質量  $m_{sat}$  [g] と絶乾質量  $m_{dry}$  [g] を測定し、水の密度  $\rho_w$  [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ] を用いて間隙の体積  $V_{po}$  [ $\text{cm}^3$ ] を求め、式(2.2)から間隙率  $n$  [-] を求めた；

$$n = \frac{V_{po}}{V} = \frac{(m_{sat} - m_{dry}) / \rho_w}{V} \quad (2.2)$$

なお、水の密度  $\rho_w$  は  $1.0 \text{ g}/\text{cm}^3$  とした。ガウスの誤差伝播の法則より、間隙率の測定誤差は  $\pm 0.01$  であった。

土砂化直前の風化花崗岩については、サンプル高さが約 1 cm で、かつ上面及び底面の凸凹が著しく、強度も低い場合、石英砂を用いた測定方法を開発した。まず、採土円筒と風化花崗岩サンプル、ゼラチンの合計質量  $m_{ss1}$  [g] を測定した（図 2. 13a）。次に、採土円筒とサンプルとの隙間に石英砂を締め固めながら充填し、その時の全質量  $m_{ss2}$  [g] を測定した（図 2. 13b）。また、これとは別に、空の採土円筒に石英砂を締め固めながら充填したときの石英砂の質量  $m_q$  [g] を測定し、これを採土円筒の体積  $V_s$  [ $\text{cm}^3$ ] で除して石英砂の乾燥密度  $\rho_q$  [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ] を求めた；

$$\rho_q = \frac{m_q}{V_s} \quad (2.3)$$

そして質量差  $m_{ss2} - m_{ss1}$  を石英砂の乾燥密度  $\rho_q$  で除して石英砂の全体積  $V_q$  [ $\text{cm}^3$ ] を算出し、石英砂の全体積  $V_q$  を採土円筒の体積  $V_s$  から差し引けば、土砂化直前の風化花崗岩の体積  $V$  が求められる；

$$V_q = \frac{m_{ss2} - m_{ss1}}{\rho_q} \quad (2.4)$$

$$V = V_s - V_q \quad (2.5)$$

土砂化直前の風化花崗岩の間隙体積  $V_{po}$  は、まず、温水を加えながら試料を加熱してゼラチンを除去する作業を行い、ゼラチンがほぼ除去された後、飽和質量  $m_{sat}$  と絶乾質量  $m_{dry}$  を測定し、その差とした。ガウスの誤差伝播の法則より、間隙率の測定誤差は  $\pm 0.04$  であった。

風化花崗岩については、まず整形した円柱形サンプルの底面をデジタルカメラで撮影し、画像解析により底面積を求めた。サンプルの高さは定規で 3 回測定を行い、その平均値とした。そして底面積と高さの積を風化花崗岩サンプルの体積  $V$  とした。間隙の体積  $V_{po}$  は、飽和質量  $m_{sat}$  と絶乾質量  $m_{dry}$  を測定し、その差から求めた。ガウスの誤差伝播の法則より、間隙率の測定誤差は  $\pm 0.01$  であった。



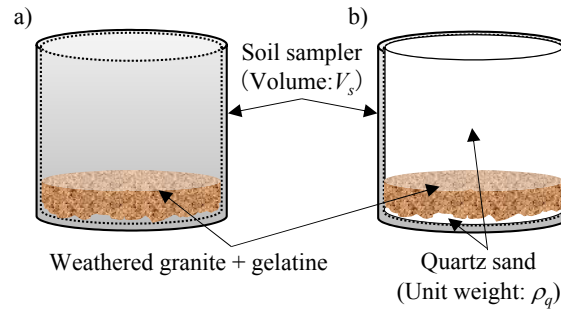


図 2.13 土砂化直前の風化花崗岩の体積測定における概要図

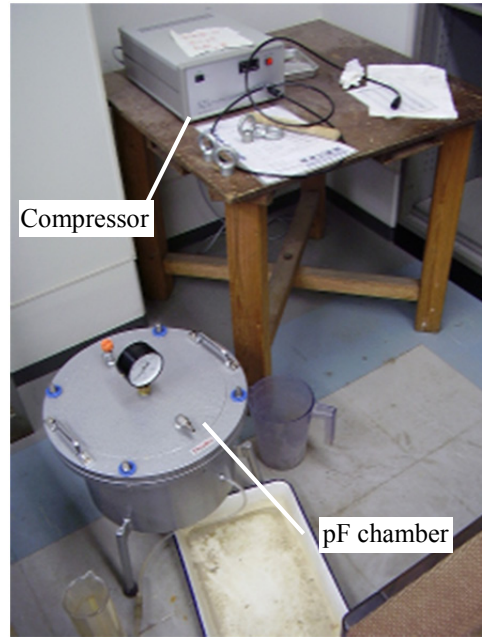
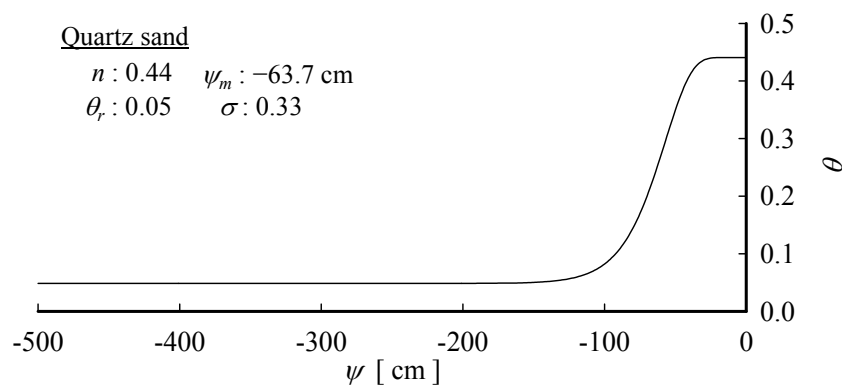


図 2.14 pF 試験器

図 2.15 石英砂の水分特性曲線<sup>7)</sup>

#### (5) 間隙径分布の導出方法

間隙径分布を求めるには、pF 試験を行い、pF 試験から得られる含水率 $\theta$ と圧力水頭 $\psi$  ( $< 0 \text{ cm}$ )の 関係（水分特性曲線と呼ばれる）を解析する必要がある。以下、pF 試験の概要と水分特性曲線の導出方法および間隙径分布の導出方法を述べる。

### a) pF 試験の方法と水分特性曲線の導出方法

pF 試験には圧力水頭の測定範囲に応じて吸引法、加圧板法、サイクロメータ法、蒸気圧法等があるが、ここではその中の1つである加圧板法を採用して試験を行うこととした。試験器には大起理科工業株式会社製 DIK-3423 を用いた (図 2.14)。

サンプルは、2.3.1(3)で述べた、風化花崗岩サンプルおよびまさ土サンプルを用いた。土砂化直前の風化花崗岩は強度が低く、測定が困難であったため実施しなかった。

風化花崗岩サンプルの底面には、高低差 5 mm ほどの大きな凹凸があった。凹凸を間隙と見なさないよう、また風化花崗岩の間隙水がポーラス板へ滑らかに移動できるよう、サンプル底面に石英砂を締め固めながら詰めた。まさ土サンプルに関しては、凹凸が小さく、問題はないと思われたので、石英砂を詰める作業は行わなかった。さらに、サンプル底面にろ紙を被せ、動かないよう輪ゴムで固定した。これは、pF 試験の各圧力段階終了時に、試験器からサンプルを取り出し、サンプル質量を測定する際の攪乱を防止するためである。

pF 試験の各圧力段階終了時には、サンプルからの排水により、サンプルの質量は減少している。ただし、この排水は風化花崗岩およびまさ土サンプル自体からの排水だけでなく、ろ紙、および風化花崗岩の場合は底部に詰めた石英砂からの排水を含むため、結果を整理する際にはろ紙と石英砂からの排水量を取り除く必要がある。そこで、ろ紙からの排水量を知るため、アクリル円筒にろ紙を輪ゴムで固定させただけのサンプルについても pF 試験を行った。石英砂からの排水量については、Katsura et al.<sup>7)</sup>が求めている石英砂の水分特性曲線 (図 2.15) から、石英砂中心部の圧力水頭  $\psi_{q,i}$  ( $1 \leq i \leq 8$ ) に対応する含水率を求め、詰めた石英砂の体積に乗じて求めることとした。石英砂中心部の圧力水頭  $\psi_{q,i}$  の算出方法は後述する。なお、図 2.15 に示してある圧力水頭の幾何平均  $\psi_m$  [m]、標準偏差  $\sigma$  [-] は、後述する式(2.16)で用いるパラメータである。 $\theta_r$  は残留体積含水率であり、水分移動に寄与しない微小な間隙の存在割合を表す。

試験器内の空気圧と大気圧の差  $P_{c,i}$  [Pa] ( $1 \leq i \leq 8$ ) は 8 段階とし、水頭表示、つまり水の密度  $\rho_w$  と重力加速度  $g$  の積で除した値  $P_{c,i} / \rho_w g (= \psi_{c,i} \text{ [m]})$  で示すと、 $\psi_{c,1} = 10 \text{ cm}$ ,  $\psi_{c,2} = 20 \text{ cm}$ ,  $\psi_{c,3} = 30 \text{ cm}$ ,  $\psi_{c,4} = 50 \text{ cm}$ ,  $\psi_{c,5} = 70 \text{ cm}$ ,  $\psi_{c,6} = 100 \text{ cm}$ ,  $\psi_{c,7} = 200 \text{ cm}$ ,  $\psi_{c,8} = 500 \text{ cm}$  で試験を行った。試験の手順は以下の通りである：1) pF 試験器内にあるポーラス板を飽和させる、2) ポーラス板の上にサンプルを置き密着させる、3) 試験器内の空気圧と大気圧の差  $P_{c,i}$  を所定の値に設定する、4) 試験器内の空気圧と大気圧の差  $P_{c,i}$  を所定の時間かけてサンプルに作用させる、5) サンプルを取り出した直後の質量  $m_{pF,i}$  を測定し、測定後に再度、飽和させる、6) 試験器内の空気圧と大気圧の差  $P_{c,i}$  を次の段階の値に変えて 1)~5) を繰り返し行う。

風化花崗岩およびまさ土サンプル中心部における、各圧力段階に対応する圧力水頭  $\psi_i$  [m] の算出方法を述べる。通常、pF 試験で使用するサンプルの高さは 5 cm であり、このサンプルの中心部における圧力水頭は、試験器内の空気圧と大気圧の差を水頭表示したものの  $\psi_{c,i}$  に -1 を乗じたものとして得られる。ただし、これはサンプル中心部がポーラス板上面から 2.5 cm の位置にあり、その高さが図 2.16 に示すように、ポーラス板とチューブを介して接続する排水管の高さと一致しているためにできる処置である。圧力水頭は、この配水管の位置を基準にして測るため、配水管の高さと異なる位置の圧力水頭は、その差分だけ補正する必要がある。例えば、配水管中心部の位置より  $h_x$  [m] だけ低い位置の圧力水頭は、 $-\psi_{c,i}$  よりも  $h_x$  だけ大きく、反対に  $h_x$  だけ高い位置の圧力水頭は、 $-\psi_{c,i}$  よりも  $h_x$  だけ小さい。従って、高さ  $h_s$  [m] の風化花崗岩サンプル中心部における、各圧力段階に対応する圧力水頭  $\psi_i$  は、石英砂を高さ  $h_q$  [cm] だけ底部に詰めていることから

$$\psi_i = -1 \cdot \psi_{c,i} - 2.5 + h_s / 2 + h_q \quad (2.6)$$

によって求めることができる。まさ土サンプルについては、これも高さを  $h_s$  とすると、式(2.6)で、詰めた石英砂の高さ  $h_q = 0.0 \text{ cm}$  と置いて計算すれば得られる。なお、詰めた石英砂の高さ  $h_q$  は、詰めた石英砂の質量と石英砂の乾燥密度  $\rho_q$ 、サンプル底部の面積  $B_a$  [cm<sup>2</sup>] から

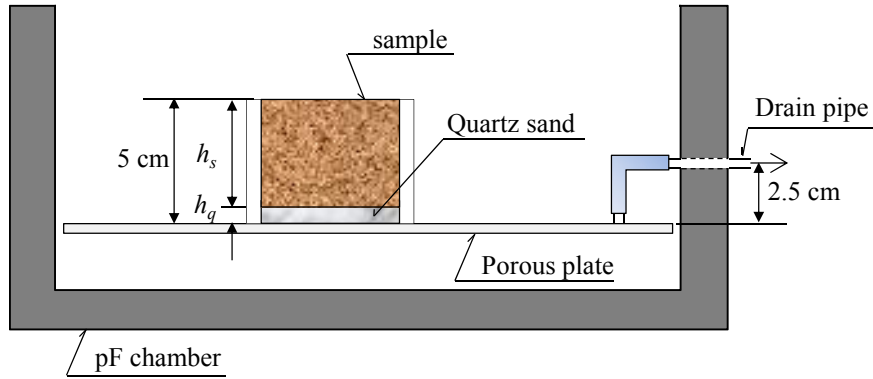


図 2.16 pF 試験の概要

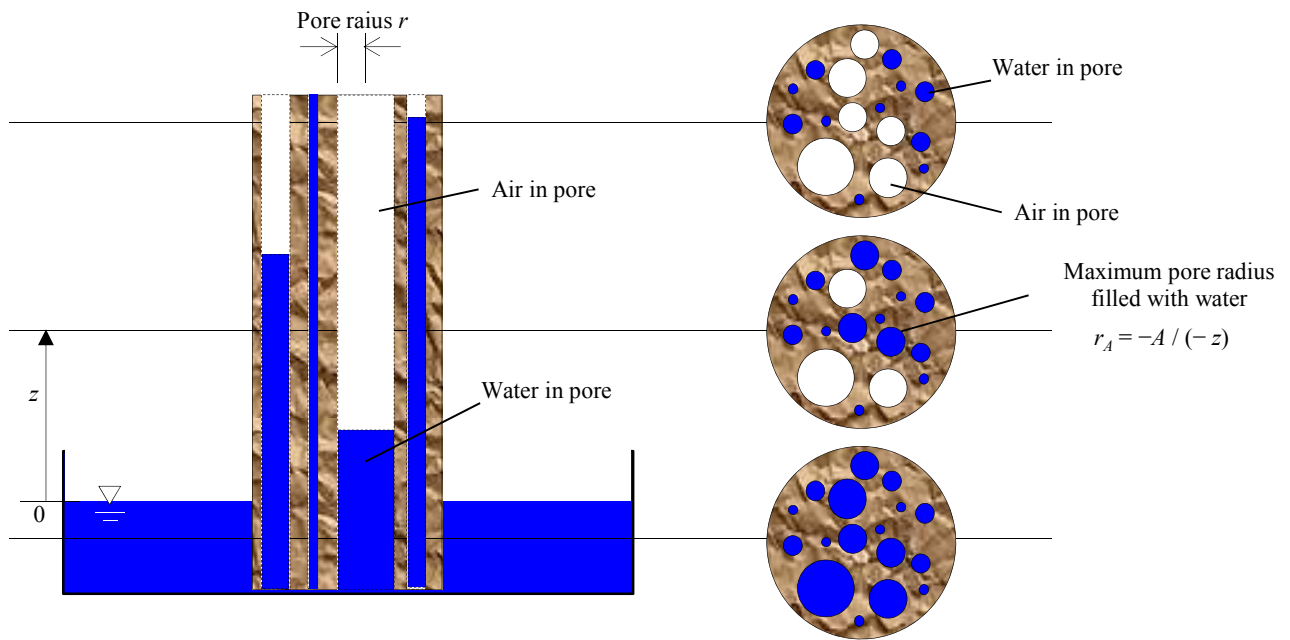


図 2.17 飽和および不飽和状態における間隙水の充填

$$h_q = m_q / \rho_q B_a \quad (2.7)$$

で求めた。サンプル底部に詰めた石英砂の中心部における、各圧力段階に対応する圧力水頭  $\psi_{q,i}$  も式(2.6)と同様に算出でき、

$$\psi_{q,i} = -1 \cdot \psi_{c,i} - 2.5 + h_q / 2 \quad (2.8)$$

で求めることができる。

サンプル全体の体積  $V$ 、サンプルの絶乾質量  $m_{dry}$  は間隙率の測定の際に求まっているので、各圧力段階に対応する含水率  $\theta_i$  は下式から求められる；

$$\theta_i = (m_{pF,i} - m_{dry}) / V \quad (2.9)$$

式(2.6)で求められる各圧力段階に対応する圧力水頭  $\psi_i$  と、式(2.9)で求められる各圧力段階に対応する含水率  $\theta_i$  をプロットすれば、水分特性曲線の実験値が得られる。

#### b) 間隙径分布の導出方法

次に、水分特性曲線の実験値から間隙径分布を算出する方法を述べる。その場合は、まず、不飽和状態では、水がどの間隙に入っているかを明らかにしておかなければならない。一般に、土壌や風化基岩の間隙は複雑な構造をしており、解析が容易でない。そこで、土壌や風化基岩の間隙は、様々な大きさの円管の集ま



りと仮定する。この仮定では、土壌や風化基岩の間隙構造は図 2.17 に示すようになる。そして、不飽和の場合、水は円管の毛管力によって吸い上げられると考える。円管の毛管力は、水頭表示では圧力水頭  $\psi$  ( $< 0$  m) に等しく、圧力水頭  $\psi$  は間隙径  $r$  と式(2.10)で関係づけられる<sup>8)</sup>；

$$r \cong -A/\psi \quad (2.10)$$

これは円管内に毛管力によって吸い上げられた水柱の重さと、円管に沿って働く表面張力との力のつり合い式を立てることにより求めることができる。なお、 $A$  は表面張力、接触角、水の密度、重力加速度により決まる定数であり、およそ  $A = 0.15 \text{ cm}^2$  となる<sup>8)</sup>。式(2.10)は間隙径  $r$  の小さい間隙ほど毛管力が大きいことを示しており、それだけ吸い上げられた水柱の高さは高くなる (図 2.17)。

土壌や風化基岩の間隙が図 2.17 に示すような構造であるという仮定のもと、水はどの間隙に入っているかを考える。図 2.17 に示すように、土壌や風化基岩の下部が水沈し、水分移動が無い平衡状態である場を想定する。まず、水面下では、飽和状態 ( $\psi \geq 0$  m) であるので、全ての間隙に水が充填され、含水率  $\theta$  は間隙率  $n$  に等しい。しかし、土壌や風化基岩の、地下水面より上方部分は、不飽和状態 ( $\psi < 0$  m) となるために、毛管力の小さな間隙、つまり径の大きな間隙から順に水が抜け、含水率  $\theta$  が次第に小さくなる (図 2.17)。これは、水面から上方に離れるほど、水で満たされる最大間隙径が小さくなることを示している。より正確に言うと、水面から上方に  $z$  だけ離れた位置では、水分移動が無い場合、間隙水の圧力水頭  $\psi$  が位置水頭  $z$  を打ち消すだけの値 ( $-z$ ) となるまで、水で満たされている最大間隙径が小さくなる。

以上より、土壌や風化基岩が不飽和状態で、かつ圧力水頭がある値  $\psi_A$  ( $< 0$  m) のとき、水は間隙径が  $r_A$  ( $= -A/\psi_A$ ) 以下の間隙に充填されていることが分かった (図 2.17)。次に、この知見を応用して、水分特性曲線 ( $\psi - \theta$  曲線) から間隙径分布に変換する手順を述べる。土壌や風化基岩が不飽和状態で、かつ圧力水頭がある値  $\psi_A$  ( $< 0$  m) の場合を想定する。すると、含水率  $\theta$  は、水は間隙径が  $r_A$  ( $= -A/\psi_A$ ) 以下の間隙に充填されていることから、間隙径分布を  $g_0(r)$  とおくと

$$\theta = \int_0^{r_A} (n - \theta_r) g_0(r) dr + \theta_r \quad (2.11)$$

で表すことができる。 $(n - \theta_r) g_0(r) dr$  は、単位体積の土壌あるいは風化基岩において、間隙径  $r \sim r + dr$  の間隙が占める体積を表す。式(2.11)を  $r$  で微分し、 $g_0(r)$  について整理すると

$$g_0(r) = \frac{1}{n - \theta_r} \frac{d\theta}{dr} \quad (2.12)$$

となり、間隙径分布は式(2.12)のように表現されることが分かる。従って、式(2.12)を差分形式で表現すると、水分特性曲線の実験値 ( $\psi_i - \theta_i$  関係) を用いて、間隙径分布は

$$g_0(r) = \frac{1}{n - \theta_r} \frac{\theta_i - \theta_{i-1}}{A/\psi_i - A/\psi_{i-1}} \quad (1 \leq i \leq 8) \quad (2.13)$$

から計算することができる。

### 2.3.2 凍結融解の実態と地表面変位

図 2.18 は、田上山地の裸地斜面のプロット 1 における、凍結融解時による地表面変位の時系列変化を示す。図 2.18a) は 2011 年 2 月 13 日から 3 月 19 日に観測された、田上山地の裸地斜面のプロット 1 における気温と地表面下 0.5 cm、および 10 cm 地点における温度の時系列変化を、図 2.18b) はポテンショメータにより計測し、設置時を基準とした地表面変位の時系列変化を示す。図 2.19 は、プロット 2 における、地表面変位の時系列変化を示す。図 2.19a) は 2011 年 2 月 13 日から 3 月 19 日に観測された、プロット 2 における気温と

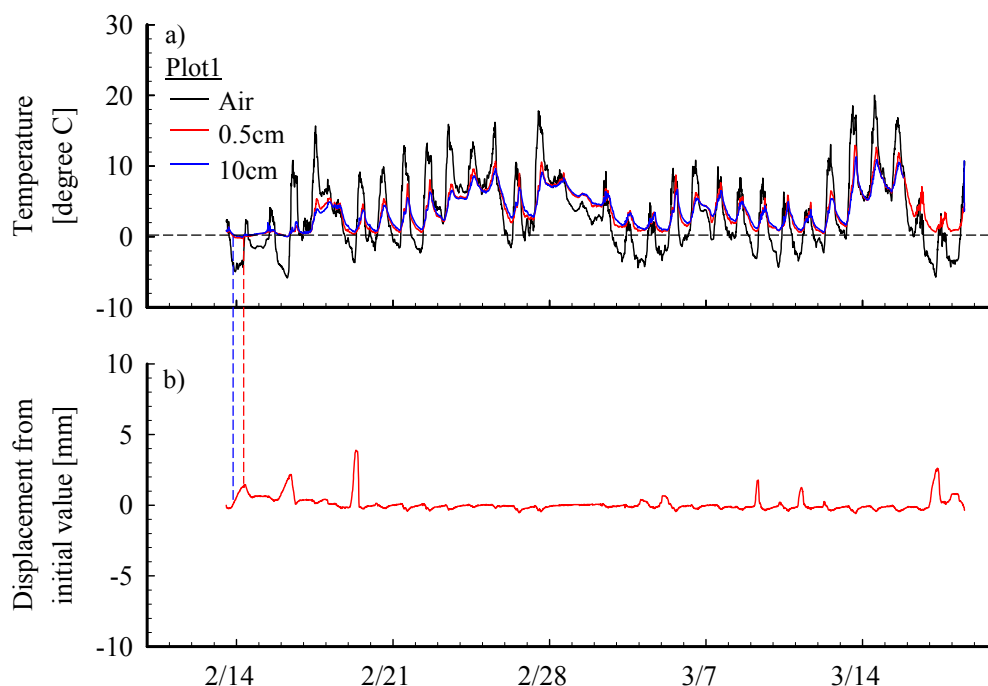


図 2.18 田上山地の裸地斜面における凍結融解による地表面変位 (Plot1, 2011/2/13~3/19) :

- a) 気温と地表面下 0.5 cm および 10 cm 地点での温度,
- b) ポテンショメータにより測定した地表面変位

地表面下 0.5 cm, および 10 cm 地点における温度変化を, 図 2.19b) はポテンショメータにより計測し, 設置時を基準とした地表面の変位を示す。図中の青い点線は地表面下 0.5 cm 地点における温度が  $0^{\circ}\text{C}$  を下回った時を, 赤い点線は同地点の温度が  $0^{\circ}\text{C}$  を上回った時を示す。ポテンショメータの変位が正のとき, 地表面が上昇, 負のときは下降したことを示す。

プロット 1 では (図 2.18), 地表面下 0.5 cm 地点の温度が  $0^{\circ}\text{C}$  を跨いだのは 2011 年 2 月 13 日 ~ 2 月 14 日にかけての 1 回のみである。このときの地表面変位の測定結果を見ると, 地表面が上昇および下降していることが分かる (図 2.18b)。これは間隙水の凍結膨張あるいは霜柱の発生に起因するものと思われる。しかしながら, 地表面下 0.5 cm 地点の温度が  $0^{\circ}\text{C}$  を下回らなくても, 2 月 16 日 ~ 2 月 17 日, 2 月 19 日 ~ 2 月 20 日, 3 月 4 ~ 3 月 6 日, 3 月 9 日 ~ 3 月 12 日, 3 月 17 日 ~ 19 日において, 1 mm 以上の地表面変位が見られる。なお, これらの期間においては, 気温は氷点下を下回っている。風化基岩温度と地表面変位の変化が対応しない理由として, 熱電対の測定誤差により, 実際よりも温度が高く計測されたこと, あるいは地表面変位計の測定誤差により, 実際よりも大きな変位量が計測されたことが挙げられる。

プロット 2 における地表面下 0.5 cm 地点の温度の時系列変化をみると, 2011 年 2 月 13 日 ~ 3 月 19 日にかけては 18 回,  $0^{\circ}\text{C}$  を跨いでいる (図 2.19a)。このときの地表面変位を見ると (図 2.19b), 大きな上昇・下降があることが分かる。これは, 間隙水の凍結膨張もしくは霜柱の発生による風化基岩の破壊, 風化基岩の土砂化が発生しているためと推測される。ただし例外もあり, 3 月 13 日の深夜 0 時には地表面下 0.5 cm 地点の温度が  $0^{\circ}\text{C}$  を下回るものの, 地表面変位量はわずかである。また, 2 月 26 日 ~ 3 月 1 日と, 3 月 14 日 ~ 3 月 17 日で見られるように, 温度が  $0^{\circ}\text{C}$  を跨がなくても地表面の上昇と下降が見られる。これは熱電対あるいは地表面変位計の測定誤差, 地表面変位計と地表面の接触部における土粒子の移動が原因と考えられる。

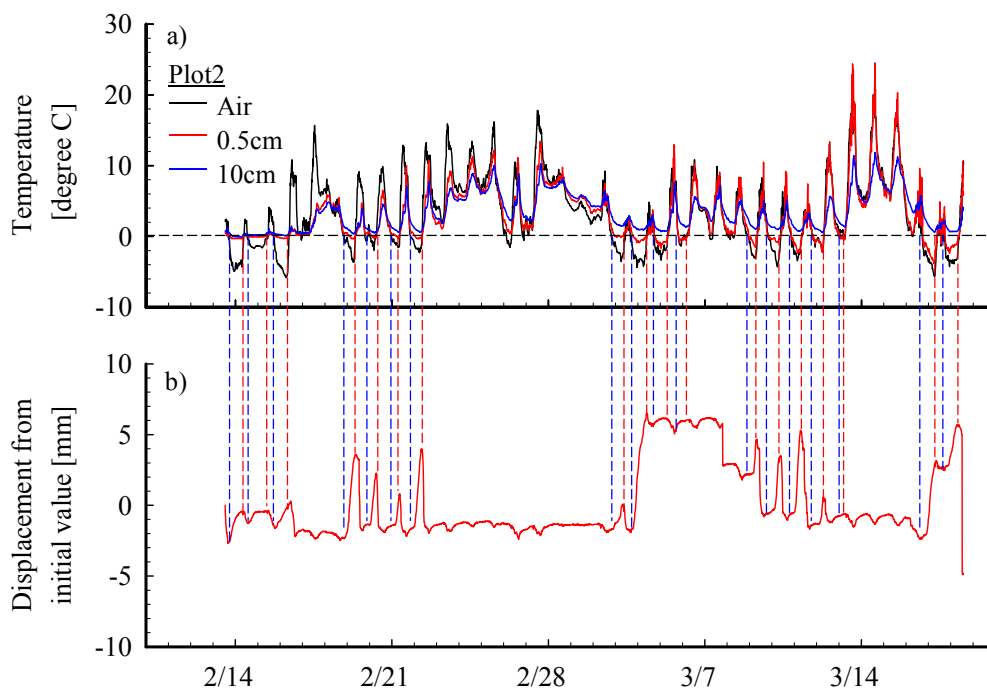


図 2.19 田上山地の裸地斜面における凍結融解による地表面変位 (Plot2, 2011/2/13~3/19) :

- a) 気温と地表面下 0.5 cm および 10 cm 地点での温度,
- b) ポテンショメータにより測定した地表面変位

プロット 2 では地表面下 0.5 cm 地点の温度変化と地表面変位の関係が良く対応しているので、もう少し詳しく見てみる。まず、特徴的な点として地表面変位の上昇量と下降量の大小関係が挙げられる。例えば 2 月 18 日から 2 月 20 日における地表面変位量を見ると、上昇量の方が下降量よりも大きく、反対に 2 月 21 日における地表面変位量を見ると、下降量の方が大きい。上昇量の方が大きいのは、間隙水の凍結膨張によって風化花崗岩の構造が破壊され、間隙率が増加しているためと考えられる。下降量の方が大きいのは、風化花崗岩の土砂化が発生し、発生した土砂の締め固めによるものと考えられる。また、3 月 3 日の午前 0 時から 3 月 9 日の正午の期間での地表面変位を見ると、3 月 3 日の午後 4 時から 3 月 4 日の午前 10 時までの間に約 9 mm の大きな上昇が見られ、その後から 3 月 9 日の正午までの数日間徐々に下降していく現象が見られる。これは凍結融解によって比較的多くの土砂が生産され、その土砂が徐々に締め固まったためと考えられる。

さらに、2 月 13 日から 2 月 17 日にかけてと、2 月 18 日から 2 月 20 日にかけての地表面変位を比較すると、地表面の上昇の形態が異なることが分かる。2 月 13 日から 2 月 17 日にかけては、地表面下 0.5 cm 地点の温度が 0 °C を下回ると同時に地表面の上昇が始まっており、上昇量は最大でも約 3 mm 程度である。一方、2 月 18 日から 2 月 20 日にかけては、地表面下 0.5 cm 地点の温度が 0 °C を下回ってからしばらく経過した後に急激な上昇が始まり、上昇量は最大で 6 mm と比較的大きい。まず、地表面の上昇量が異なる原因についてであるが、地表面下 0.5 cm 地点の温度が 0 °C を下回る時間、温度の下限値は、両期間においてほぼ同様であることから、温度の観点からは説明できない。これはむしろ、風化基岩の強度が 2 月 17 日を境に低下したためと考えられる。つまり、2 月 13 日から 2 月 17 日にかけては、間隙水の凍結膨張に対する抵抗力が大きいために間隙の増加量が小さく、よって地表面の上昇量が小さい。しかし、2 月 18 日以降では、2 月 13 日から 2 月 17 日にかけて受けた凍結融解によって風化基岩の抵抗力が小さくなったため、間隙の増加量が大きくな

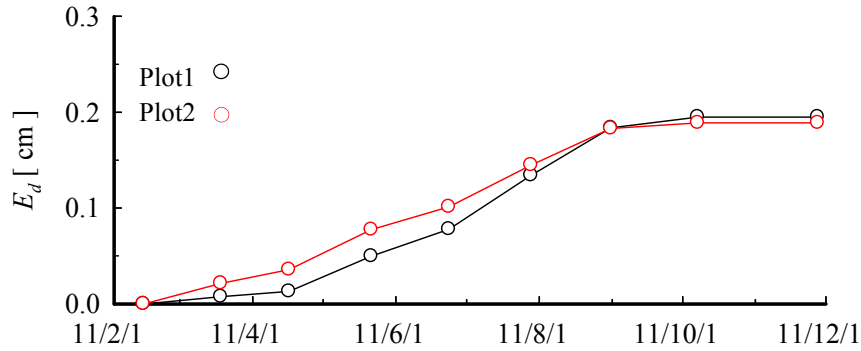


図 2.20 田上山地の裸地斜面における累積侵食深  $E_d$  の時系列変化 (2011/2/13~10/7)

り，よって地表面の上昇量が大きくなったと考えられる。また，2月18日から2月20日において，地表面下0.5 cm地点の温度が0℃を下回ってからしばらく経過した後に急激な地表面の上昇があったのは，風化基岩の強度が低下しているのに加えて，大きな凍結膨張があったためと考えられる。なぜなら，風化基岩温度が氷点下となってしばらく経過した後は，十分な凍結が進行しており，それだけ大きな凍結膨張が発生すると推察されるからである。

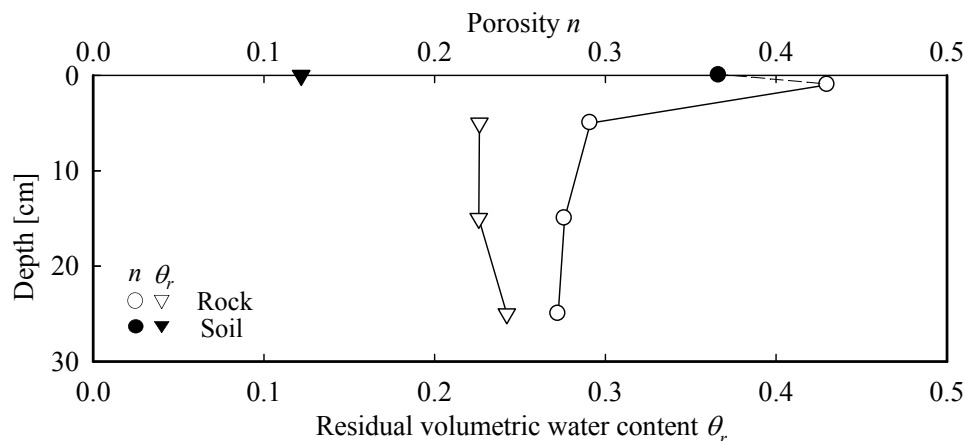
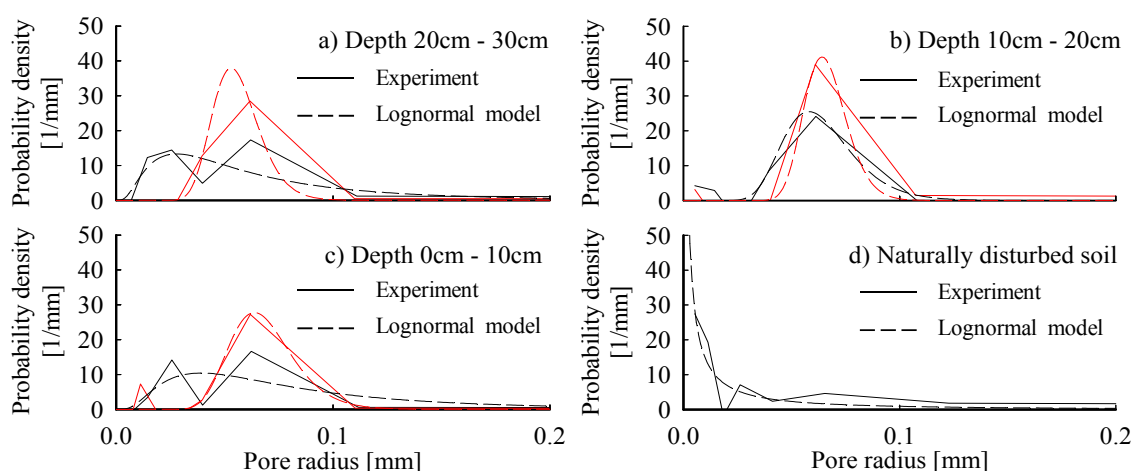
図 2.20 は田上山地裸地斜面におけるプロット下部に設置した土砂採取箱に，2011年2月13日～11月27日の期間において堆積した土砂から求めた，プロットの累積侵食深  $E_d$  [cm] である。累積侵食深  $E_d$  はプロットの平均的な侵食深であり，まさ土の乾燥密度  $\rho_d$  を  $2.65 \text{ g/cm}^3$ ，間隙率  $n$  を後述する土砂化直前の風化花崗岩の値 0.43 と仮定し，各プロットの面積を  $B_p$  で表すことにより

$$E_d = S_p / \{ \rho_d (1 - n) B_p \} \quad (2.14)$$

で求めた。図 2.20 を見ると，4月から9月にかけて流出量が特に多く，11月半ばには土砂の流出は完了していることが分かる。なお，11月27日にプロット内を観察した結果，斜面上での土砂の堆積は認められず，全ての生産土砂が流出したことを確認している。累積侵食深  $E_d$  の11月27日における値は約0.2 cmであった。従って，2010年から2011年の冬期においては，凍結融解によって表面から約0.2 cmまでの風化花崗岩が土砂化したと推定される。

### 2.3.3 間隙率と残留体積含水率の深度分布

図 2.21 は間隙率  $n$  および残留体積含水率  $\theta_r$  の深度分布を表す。風化花崗岩については，各深度で2つずつサンプルがあるため，平均値を示している。実線は近似曲線である。図より，風化花崗岩の間隙率は，深度が浅くなるにつれて0.27, 0.28, 0.29と漸増し，土砂化直前には0.43と大きな値となっていることが分かる。これは，深度が浅くなるにつれて凍結融解による破壊を経験するようになることを踏まえると，凍結融解により間隙率は徐々に大きくなると考えられる。そして，土砂化直前には強度が大きく低下し，かつ多くの間隙が存在していると推察される。また，図 2.21 より，土砂化後の間隙率は0.37で，土砂化直前の風化花崗岩の間隙率よりも小さくなっている。これは土砂化後の攪乱によるものと考えられる。つまり，凍結融解によって風化基岩が土砂化し，霜柱によって土砂が剥離した後に，土粒子が間隙に落ち込み，締め固まったと考えられる。以上，間隙率は凍結融解により徐々に増加し，土砂化直前には0.43と非常に大きな値となり，土砂化後にはわずかに減少することが分かる。注目すべきは，土砂化直前の方が土砂化後よりも間隙率が

図 2.21 風化花崗岩と土砂の間隙率  $n$  と残留体積含水率  $\theta_r$  の深度分布図 2.22 風化花崗岩とまさ土の間隙径分布；a) 深度 20–30cm の風化花崗岩，  
b) 深度 10–20cm の風化花崗岩，c) 深度 0–10cm の風化花崗岩，d) まさ土

きいことである。このことから、風化花崗岩の間隙率が約 0.43 を超えれば土砂化し、その後、霜柱によって剥離すると考えてもよいと推察される。

一方、残留体積含水率  $\theta_r$  は 0.24, 0.23, 0.23 と深度が浅くなるにつれて漸減し、土砂化した際には 0.12 と急激に減少していることが分かる。よって、凍結融解により残留体積含水率  $\theta_r$  は徐々に減少すると推察される。これは、間隙率  $n$  と残留体積含水率  $\theta_r$  の差である有効間隙率が凍結融解によって徐々に大きくなり、水分移動が徐々に活発になることを示している。水分移動が起こりやすい条件で凍結融解作用が発生すれば、凍結層への水分供給によってより大きなアイスレンズが形成され、破壊が促進する可能性が考えられる。

### 2.3.4 風化花崗岩およびまさ土の間隙径分布

風化花崗岩およびまさ土の間隙径分布を図 2.22 に示す。図 2.22a) は深度 20 ~ 30 cm から採取した風化花崗岩の、図 2.22b) は深度 10 ~ 20 cm から採取した風化花崗岩の、図 2.22c) は深度 0 ~ 10 cm から採取した風化花崗岩の、図 2.22d) はまさ土の間隙径分布である。風化花崗岩については、各深度で 2 つずつサンプルがあるため、両方を示している。直線は水分特性曲線の実験値に基づいて式(2.13)から求められたものである。点線は小杉<sup>8)</sup>の対数正規分布モデルを用いて得られる、水分特性曲線の近似曲線である。近似曲線は以下の方法によって求めた。まず、間隙径分布  $g_0(r)$  が式(2.15)の対数正規分布で表現できると仮定する；

$$g_0(r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma r} \exp\left\{-\frac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (2.15)$$

ここに、 $r_m$  は間隙径の幾何平均、 $\sigma$  は標準偏差である。式(2.15)を式(2.11)に代入し、式(2.10)を用いて間隙径  $r$  を圧力水頭  $\psi$  に変数変換して整理すると、含水率  $\theta$  は圧力水頭  $\psi$  の関数として

$$\theta = (n - \theta_r) Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) + \theta_r \quad (2.16)$$

で表される。ここに、 $Q$  は余正規分布関数と呼ばれる関数であり、変数  $x$  の関数として表示すると

$$Q(x) = \int_x^\infty \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{u^2}{2}\right) du \quad (2.17)$$

である。式(2.16)にある圧力水頭の幾何平均  $\psi_m$  ( $= -A / r_m$ )、標準偏差  $\sigma$  は、水分特性曲線の実験値 ( $\psi_i - \theta_i$  関係) と、式(2.16)から求められる  $\theta - \psi$  関係が適合するよう、準ニュートン法によって求めた。具体的には、各圧力段階の圧力水頭  $\psi_i$  ( $1 \leq i \leq 8$ ) に対応する各圧力段階の含水率  $\theta_i$  ( $1 \leq i \leq 8$ ) の実験値と、 $\psi_i$  を式(2.16)に代入して得られる含水率の推定値  $\theta_{est,i}$  との偏差平方和

$$\sum_{i=1}^8 (\theta_i - \theta_{est,i})^2 \quad (2.18)$$

が最小となるよう、 $\psi_m$ 、 $\sigma$  を決定した。 $\psi_m$ 、 $\sigma$  が分かれば、式(2.15)から対数正規分布モデルによる間隙径分布が算出される。

間隙径分布の特徴について考察する。水分特性曲線の実験値に基づいて得られた結果を見ると、深度による違いはあまり見られず、どの深度においても間隙径が 0.01 ~ 0.1 mm の範囲に多くの間隙が存在している。一方、まさ土の場合は、間隙径が 0.01 mm 以下の間隙の存在割合が特に高く、また風化花崗岩のものに比べると 0.1 mm 以上の間隙の量も多い。pF 試験に用いたまさ土は、攪乱されたものであるとはいえ、風化花崗岩と比べると間隙径の分布が大きく異なる。以上より、図 2.21 の間隙率  $n$  と、残留体積含水率  $\theta_r$  の深度方向分布で見られるように、風化花崗岩からまさ土になった場合、間隙構造は大きく変化すると言える。

次に、実験値に基づいて得られた間隙径分布と、対数正規分布モデルを適用して得られたそれとを比較する。図 2.22a) および図 2.22c) の黒い実線に見られるように、実験値に基づいて得られた間隙径分布は 2 つのピークを持ち、やや対数正規分布モデルで得られた間隙径分布と違いが見られる例があるものの、全体的に、対数正規分布モデルで得られたものは実験値をよく再現できていると考えられる。

以上より、凍結融解によって風化花崗岩の土砂化が発生している様子が分かった。間隙率および残留体積含水率の深度分布を調べた結果、凍結融解によって間隙率は徐々に大きく、残留体積含水率は徐々に小さくなることが分かった。また有効間隙率が徐々に大きくなることから、水分移動も活発になっていくことが分かった。さらに土砂化直前には風化花崗岩の間隙率が非常に大きくなり、土砂化するとわずかに小さくなることが分かった。このことから、間隙率がある値（風化花崗岩の場合、約 0.43）を超えれば、土砂化すると考えられる。そして、間隙径分布は風化花崗岩とまさ土とで大きく異なることが分かった。

## 2.4 ヒル谷源頭部の裸地斜面における観測

本節では、田上山地の風化花崗岩とは異なり、地質が風化花崗斑岩であるヒル谷源頭部の裸地斜面における観測内容と結果について述べる。裸地斜面内では風化花崗斑岩の強度に大きな違いが見られたので、ヒル谷では特に、凍結融解による地表面変位量の、強度による違いを検討した。そのほか、気温や風化基岩温度の計測、凍結融解による生産土砂量の観測、現象撮影を行った。またヒル谷でも、第 3 章、第 4 章で述べる

気象データを入力データとした風化基岩温度の深度分布解析に関係するものとして、日射量、風速、比湿の観測を行った。

### 2.4.1 観測の概要

#### (1) 観測対象地の概要

ヒル谷源頭部の裸地斜面は岐阜県北東部に位置する（図 2.3）。ヒル谷は足洗谷流域内にあり、足洗谷本川に合流する支流の一つである。裸地斜面は流路の側壁の一部である（図 2.23）。標高は約 1450 m, 東経 137.59°, 北緯 36.26°, 斜面の向きは北西, 勾配は 45° ~ 60° 程度である。地質は風化の進んだ花崗斑岩であり、露出している風化花崗斑岩には硬い箇所と脆い箇所が混在していて、そのうち脆い箇所はペグで簡単に壊すことができ、硬い箇所はハンマーによる打撃で壊すことができる。裸地斜面近くに位置する京都大学防災研究所 穂高砂防観測所の観測データによると、2010 年における年平均気温、年間最低気温はそれぞれ 7.5°C, -9.3°C である。また年間総降雪量は、2010 年には 214 cm であった。降雪量が多く、12 月末~3 月中旬までは根雪になることが多い。根雪となる期間では凍結融解は見られないが、その前後の数週間に気温が氷点下となる。従って、観測対象の裸地斜面では凍結融解による土砂化現象が見られる気象条件であると言える。

#### (2) 観測項目の概要

観測対象地において実施した観測内容を示す。また、ヒル谷でも田上と同様に、日射量、長波放射量、風速、比湿について測定している。

##### a) 気温

気温は田上山地の裸地斜面と同様の方法で計測したので、省略する。

##### b) 風化基岩内温度

風化基岩も田上山地の裸地斜面と同様の方法で計測したので、省略する。

##### c) 生産土砂の回収

ヒル谷源頭部の裸地斜面では、2 つのプロットを設け、それぞれのプロットに土砂採取箱を設置した（図 2.24）。図 2.24 にプロット 1 とプロット 2 の範囲を示す。プロットの面積は画像解析により求め、その値はプロット 1 で 32,484 cm<sup>2</sup>, プロット 2 で 18,626 cm<sup>2</sup> であった。なお、プロットを斜面上方まで大きくとったため、基岩面を削り取る処置は行わなかった。ただし、同斜面は勾配が大きいので、雨期の雨や風などにより流出が活発に起こり、土砂の堆積は認められなかったため、影響は小さいものと思われる。

生産土砂の観測は、凍結融解が発生する前の 2010 年 11 月 19 日より開始した。生産された土砂は田上と同様に自重や雨滴衝突、風によって自然に流下させるようにし、流出のタイミングや量を明らかにできるようにした。土砂採取箱に溜まった土砂は 1 ヶ月ごともしくは 2 ヶ月ごとに回収した。ただし 2010 年 11 月下旬から 12 月上旬では、土砂と共に土砂採取箱に溜まった水が凍結し、一部の土砂は回収不可能であった。その土砂は、土砂採取箱に溜まった水が融解した後の 5 月 25 日に回収した。また、積雪期である 12 月下旬から 3 月中旬の間は観測対象地へ赴くことはできなかったため、回収しなかった。

##### d) 現象の撮影

現象の撮影も田上山地の裸地斜面と同様の方法としたので、省略する。

##### e) 地表面変位の連続的観測

地表面変位の計測機器は、田上山地の裸地斜面と同様なので説明を省略する。ただし、設置方法は異なるので説明する。ポテンショメータは、風化基岩の亀裂の進展が著しく、強度の低下している箇所、わずかに





図 2.23 ヒル谷源頭部の裸地斜面の全景（上流から下流へ向けて撮影）



図 2.24 土砂採取箱の設置状況（ヒル谷源頭部の裸地斜面）



図 2.25 風化基岩面変位計の設置の様子（ヒル谷源頭部）

亀裂が認められる箇所，全く亀裂がみられず比較的に新鮮な状態の箇所の 3 箇所に設置した。山中式土壤硬度計によると，計測地点の硬度はそれぞれ約  $20 \text{ kg/cm}^2$ ， $130 \text{ kg/cm}^2$ ， $\infty \text{ kg/cm}^2$  であった。なお， $\infty \text{ kg/cm}^2$  は，山中式土壤硬度計の計測範囲を超えるほどの硬度であることを示す。ダイヤルゲージはわずかに亀裂が認められる箇所に設置した。ここでは硬度が約  $150 \text{ kg/cm}^2$  であった。ポテンショメータ，ダイヤルゲージを設置する際には，まず，斜面垂直方向に長さ 1 m 程の杭をハンマーで打ち込んで固定した。そして，杭に沿うように変位計を設置した（図 2.25）。

#### f) 日射量

日射量についても田上山地の裸地斜面と同様の方法としたので省略する。



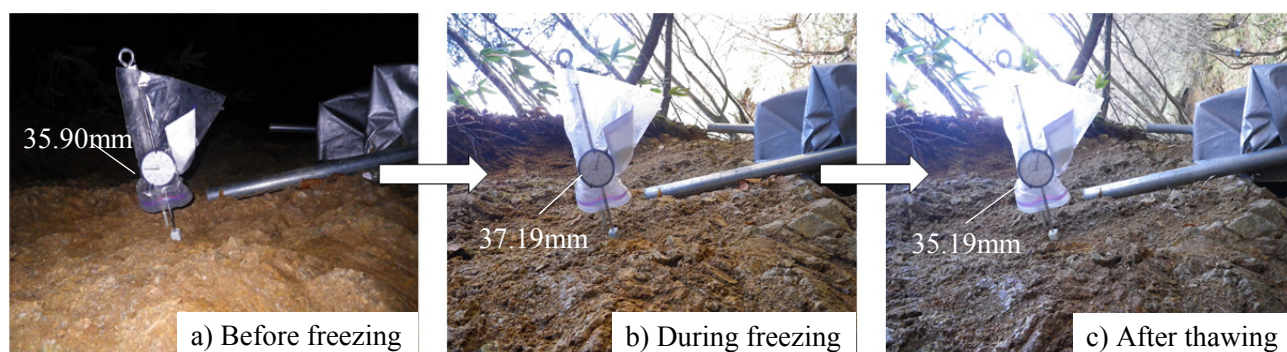


図 2. 26 ヒル谷源頭部の裸地斜面における地表面変位の実態 (2010/11/28) : a) 凍結前, b) 凍結中, c) 融解後

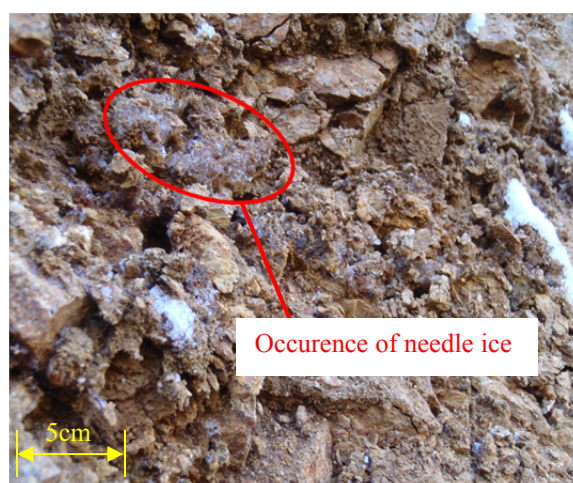


図 2. 27 霜柱の発生した様子 (2010/11/19)

#### g) 風速

風速についても田上山地の裸地斜面と同様の方法としたので省略する。

#### h) 比湿

比湿についても田上山地の裸地斜面と同様の方法としたので省略する。

### 2. 4. 2 風化花崗斑岩の強度と地表面変位量の関係

図 2. 26 は 2010 年 11 月 28 日の深夜から正午にかけてみられた凍結前, 凍結中, 凍結融解後の裸地斜面の様子である。図にはダイヤルゲージによる地表面変位の測定値を示している。ダイヤルゲージの測定値が増えれば地表面が上昇したことを, 減少すれば降下したことを表す。図 2. 26 を見ると, ダイヤルゲージの測定値が増加し, 減少したことから, 凍結融解によって地表面が上昇, 降下したことが分かる。図 2. 26 からは判別が難しいが, 凍結時には同斜面で図 2. 27 に示すように霜柱が発生し, 霜柱の上に土粒子が乗っている様子を確している。従って, 図 2. 26 で見られる地表面の上昇および降下時には, 間隙水の凍結膨張の他, 霜柱の発生が関わっているものと推察される。

図 2. 28 はヒル谷源頭部の裸地斜面における, 凍結融解による地表面変位の時系列変化を示す。図 2. 28a) は 2010 年 11 月 26 日から 11 月 29 日に, ヒル谷源頭部裸地斜面で観測された気温と地表面下 0.5 cm, 2.5 cm 地点における温度変化を, 図 2. 28b) はポテンショメータにより計測し, 設置時を基準とした地表面変位を示す。また, 図 2. 28c) はダイヤルゲージにより計測し, 設置時を基準とした地表面変位を示す。地表面変位が

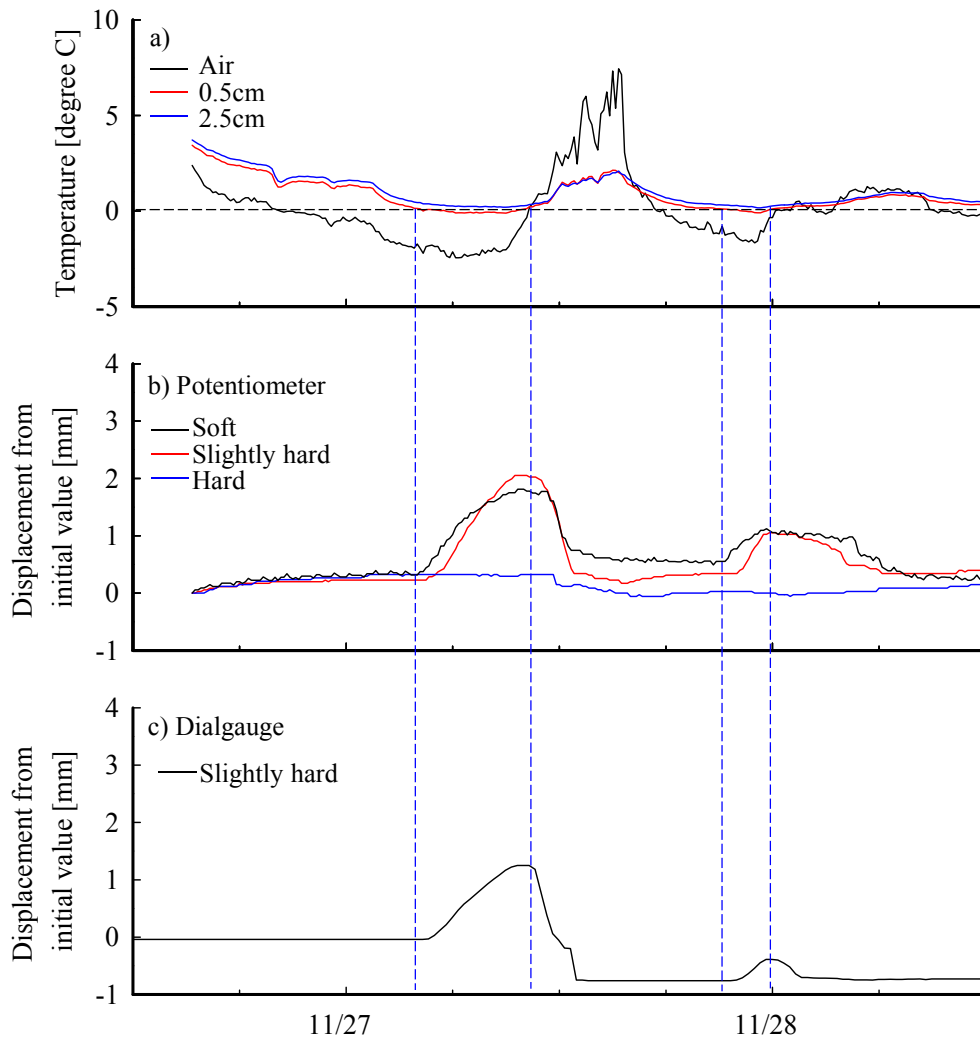


図 2.28 ヒル谷源頭部の裸地斜面における凍結融解による地表面変位（2010/11/26～11/29）：

- a) 気温と地表面下 0.5 cm および 2.5 cm 地点での温度,
- b) ポテンシオメータにより測定した地表面変位の時系列変化,
- c) ダイアルゲージにより測定した地表面変位の時系列変化

増加する場合は地表面の上昇，減少する場合は地表面の降下を表す。図中に示す青の点線は，地表面の上昇が始まった瞬間と降下が始まった瞬間を表す。

図 2.28a) の 11 月 27 日午前 3 時から午後 1 時にかけての温度変化と，図 2.28b) の同時刻にポテンシオメータで計測した地表面変位を見ると，地表面下 0.5 cm での温度が氷点下になったと同時に地表面の上昇が始まり，最大で 2 mm 程度上昇することが分かる。これは間隙水の凍結膨張に起因するものと考えられる。また，地表面下 0.5 cm での温度が氷点より高くなって融解が始まると同時に地表面の降下が始まり，最大 2 mm 程度降下していることが分かる。なお，風化花崗斑岩の強度により地表面変位量が異なり，軟らかい箇所では最も地表面変位量が多く，やや硬い箇所，硬い箇所となるにつれ変位量は少なくなる。硬い箇所では地表面変位量は最大でも 0.3 mm 程度であり，これはポテンシオメータの誤差範囲内であることから，ほとんど変位がないと考えられる。以上より，風化基岩の強度は，凍結融解による破壊の規模に大きな影響を与えることが分かる。

ダイアルゲージにより測定した地表面変位の時系列変化を見ると，地表面下 0.5 cm での温度が氷点下にな

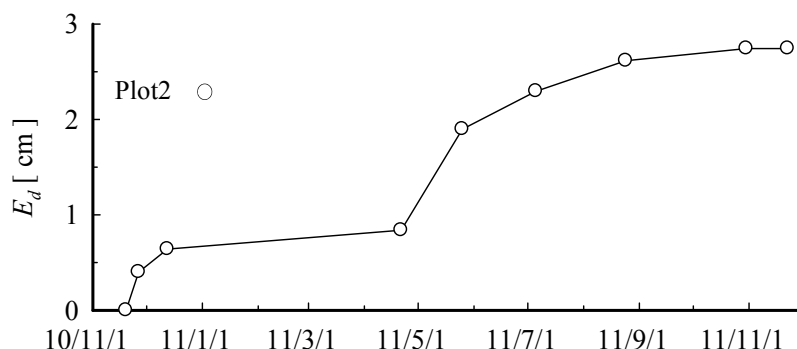


図 2.29 ヒル谷源頭部の裸地斜面における累積侵食深  $E_d$  の時系列変化 (2010/11/19~2011/11/22)

ってしばらく経過した後に地表面の上昇が始まり, 最大で 1.5 mm ほど上昇していることが分かる(図 2.28c)。さらに, 温度が氷点より高くなって融解が始まるとすぐに地表面の降下が始まり, 最大で 2.2 mm ほど低下することが分かる。地表面下 0.5 cm での温度が氷点下になってしばらく経過した後に地表面の上昇が始まるのは, ダイアルゲージの棒部材の反力が, ポテンシオメータのそれに比べて大きく, 地表面の上昇を抑制したためと考えられる。また, ポテンシオメータによる地表面変位とは異なり, 地表面の降下量が上昇量よりも大きい。これもダイアルゲージの棒部材の反力が大きいことが原因として考えられる。図 2.28a) の 11 月 27 日午後 9 時から 11 月 28 日午前 0 時にかけての温度変化と, 図 2.28b) の同時刻における地表面変位を見ると, 地表面下 0.5 cm での温度が  $0^{\circ}\text{C}$  を下回り, その後  $0^{\circ}\text{C}$  を上回るのにあわせて地表面が上昇・降下していることが分かり, 11 月 27 日午前 3 時から午後 1 時にかけてと同様の挙動を示している。

図 2.29 は, ヒル谷源頭部裸地斜面のプロットの下部に設置した土砂採取箱に, 2010 年 11 月 19 日~2011 年 11 月 22 日の期間において堆積した土砂から求めた, プロットの累積侵食深  $E_d$  [cm] である。累積侵食深  $E_d$  はプロット 2 についてのみ求め, 欠測が多いプロット 1 については求めなかった。累積侵食深  $E_d$  は, 生産土砂の乾燥密度  $\rho_d$  を  $2.65 \text{ g/cm}^3$ , 間隙率  $n$  は第 5 章で述べる土砂化モデルの開発に関する実験で用いた複数の風化花崗斑岩サンプルについて求めた測定値の平均値 0.15 に等しいと仮定し, 各プロットの面積  $B_p$  の値を用いて式(2.14)から求めた。図 2.29 を見ると, 2011 年 5 月 25 日に土砂量が大きく増加しているが, これは 2010 年 11 月 19 日および 12 月 12 日に土砂採取箱に溜まった水の凍結により, 回収しきれなかった分が含まれるためである。また, 11 月半ばには土砂の流出は完了していることが分かる。11 月 22 日にプロット内を観察すると, 斜面上での土砂の堆積は認められず, 全ての生産土砂が流出したことを確認している。累積侵食深  $E_d$  の 11 月 22 日における値は約 2.7 cm であることが分かる。この結果から, 2010 年から 2011 年の冬期においては, 対象斜面では凍結融解により表面から 2.7 cm までの風化花崗斑岩が土砂化したと推察される。

## 2.5 大黒谷ダム上流の裸地斜面における観測

本節では, 田上山地の風化花崗岩とは異なり, 地質が風化砂岩および風化頁岩で, これらが互層となっている大黒谷ダム上流の裸地斜面における観測内容と結果について述べる。ここでは, 火成岩に属する田上の風化花崗岩, ヒル谷の風化花崗斑岩とは異なり, 堆積岩からも凍結融解により土砂が生産されるかを確認することに主眼を置いた。観測では, 気温や風化基岩温度の計測, 凍結融解による生産土砂の捕捉および回収, 現象撮影を行った。



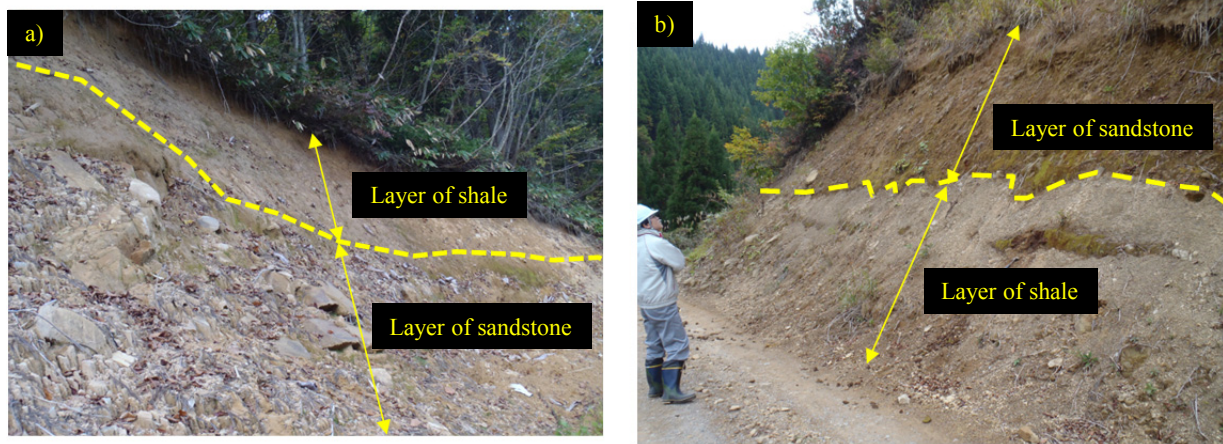


図 2.30 大黒谷ダム上流における観測対象斜面：a) 砂岩に着目した斜面，b) 頁岩に着目した斜面

### 2.5.1 観測の概要

#### (1) 観測対象地の概要

観測の対象としたのは、岐阜県荘川水系の大黒谷にある大黒谷ダム上流の裸地斜面である（図 2.3）。観測を行う斜面は 2 か所とし、そのうち 1 箇所は砂岩の凍結融解による土砂化に着目し、もう 1 箇所では頁岩の凍結融解による土砂化に着目して観測を行った（図 2.30）。選定した斜面は、砂岩層の上に頁岩層、頁岩層の上に砂岩層と、砂岩と頁岩が互層となっている。砂岩に着目した斜面の標高は約 1050 m，東経 136.87°，北緯 36.04°，斜面の向きは南である。勾配は測定していないため不明であるが，45°～60°程度である。頁岩に着目した斜面の標高は約 1040 m，東経 136.89°，北緯 36.03°，斜面の向きは南西である。勾配は測定していないため不明であるが，45°～60°程度である。年平均気温，年間最低気温は，裸地斜面に最も近い位置にある白川のアメダス観測値にほぼ等しいと仮定すると，それぞれ 12°C，-10.5°C で，年間総降雪量は，894 cm である<sup>5)</sup>。12 月末～4 月上旬では根雪になることが多く，その期間では凍結融解が発生しないが，その前後の期間で凍結融解による土砂生産現象が見られると考えられる。

砂岩と頁岩は中生代の白亜紀に形成されたものである<sup>9)</sup>。中生代に形成された堆積岩は，一般に鉱物同士の間が十分に固まっていて非常に硬いが，大黒谷ダム上流で選定した斜面では風化が進行しており，露出している風化基岩はハンマーや手で簡単に破壊することができた。なお，大黒谷ダム上流の裸地斜面の中には砂岩単独で形成されている斜面もあり，このような箇所の砂岩は非常に強固で，風化により土砂が生産されている様子はない。砂岩と頁岩が観測対象斜面のように互層になっている場合，頁岩は粘土やシルトから形成されているために岩の透水性が低く，頁岩層の上に地下水が溜まりやすいと考えられる。よって頁岩層の上の砂岩層では，砂岩単独で存在する場合よりも水に接触する機会が多くなり，風化しやすいと予想される。

#### (2) 観測項目の概要

観測対象地において実施した観測内容を示す。大黒谷に関しては観測期間を 2010 年 11 月 15 日から 11 月 25 日とした。

##### a) 気温

気温は，温度計（T&D 社製 おんどとり TR-52i，分解能 0.1°C，誤差 ±0.3°C）を用いて計測した。日射によるセンサ部の大きな温度上昇を防ぐため，日陰で測定した。



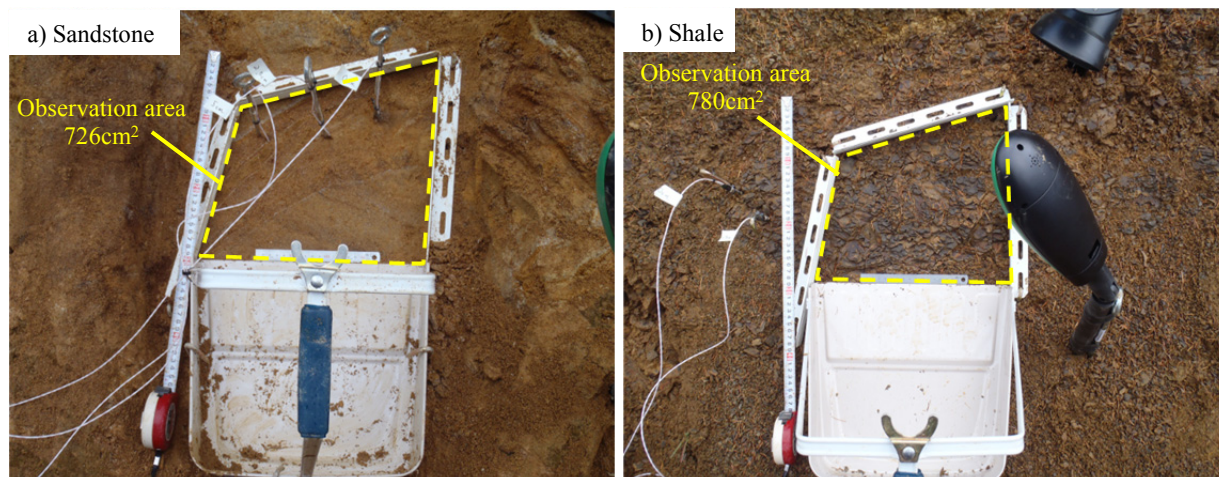


図 2.31 土砂採取箱の設置状況（大黒谷ダム上流）；a) 砂岩に着目した斜面，b) 頁岩に着目した斜面

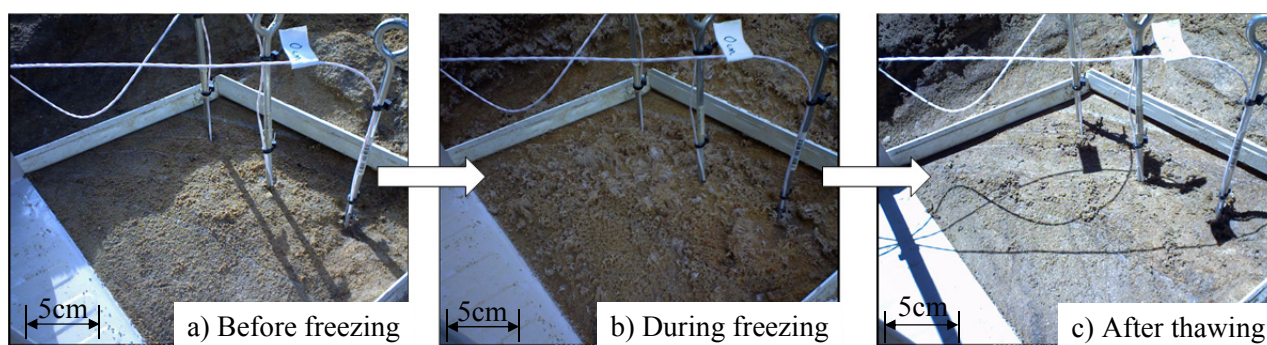


図 2.32 大黒谷ダム上流の砂岩に着目した裸地斜面における地表面変位の実態（2010/11/18～11/19）：

a) 凍結前，b) 凍結中，c) 融解後

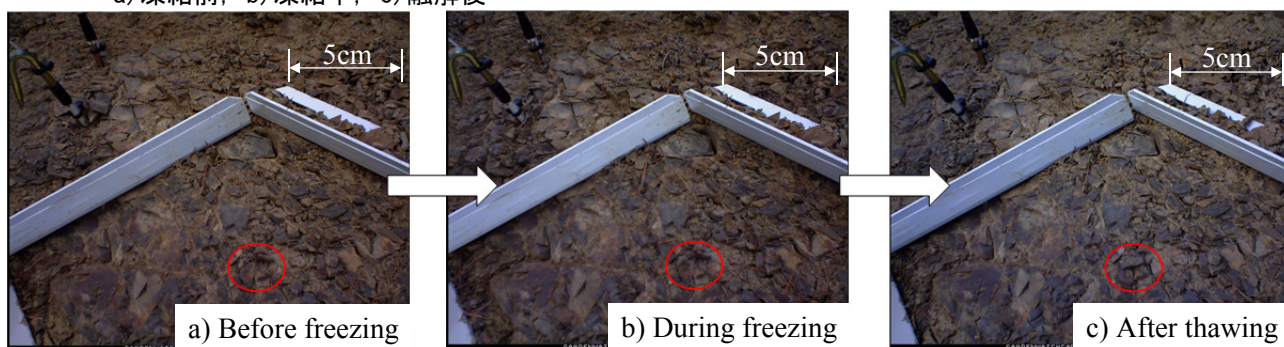


図 2.33 大黒谷ダム上流の頁岩に着目した裸地斜面における地表面変位の実態（2010/11/18～11/19）：

a) 凍結前，b) 凍結中，c) 融解後

## b) 風化基岩内温度

風化基岩内温度は、気温計測に用いたのと同じ温度計（T&D 社製 おんどとり TR-52i）を用いて計測した。温度変化の深度による違いが見られるよう、風化基岩内の複数深度に数点、設置した。温度計のセンサーを挿入する際、まず、鋼棒とハンマーで風化基岩に所定の深さまで穴を空け、その穴にセンサーを入れた。なお、センサーが観測中に移動しないよう、設置位置の近くにペグを奥深くまで打ち込んで固定させ、ペグとセンサーを結束バンドで固定した。

## c) 生産土砂の回収

大黒谷ダム上流の砂岩に着目する斜面では 1 つのプロットを設け、田上と同様に、プロットの下部に土砂採取箱を設置した。そして観測を開始する前に基岩面を露出させた（図 2.31a）。図 2.31a) にプロットの範囲

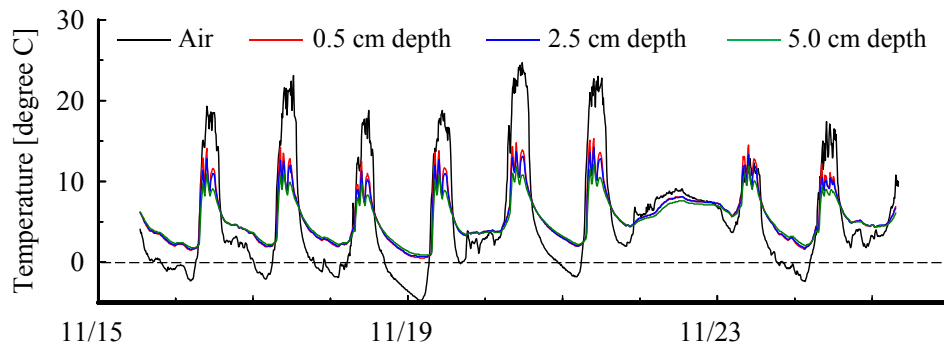


図 2.34 気温と地表面下 0.5 cm, 2.5 cm 地点および 5.0 cm 地点での温度  
(大黒谷ダム上流, 砂岩に着目した斜面)

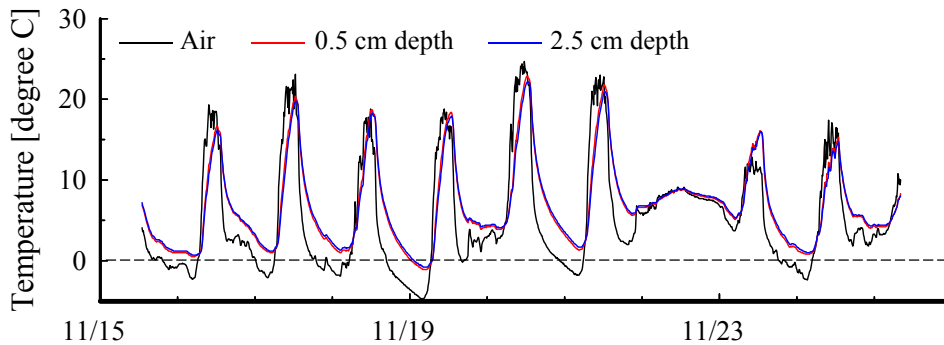


図 2.35 気温と地表面下 0.5 cm および 2.5 cm 地点での温度  
(大黒谷ダム上流, 頁岩に着目した斜面)

を示す。プロットの面積は画像解析により求め、その値は  $726 \text{ cm}^2$  であった。

大黒谷ダム上流の頁岩に着目する斜面でも 1 つのプロットを設け、土砂採取箱を設置した。しかし基岩面を露出させる処置は行わなかった (図 2.31b)。これは、削るごとに基岩が割れ、凹凸が大きくなってしまうためである。図 2.31b) にプロットの範囲を示す。プロットの面積は画像解析により求め、その値は  $780 \text{ cm}^2$  であった。

#### d) 現象の撮影

現象の撮影方法は田上山地の裸地斜面と同様としたので、省略する。

### 2.5.2 凍結融解による風化砂岩および風化頁岩の土砂化の実態

図 2.32 は 11 月 18 日から 11 月 19 日に観測された、大黒谷ダム上流域の砂岩に着目した裸地斜面にて記録した凍結前、凍結中、凍結融解後の裸地斜面の様子である。凍結時には基岩面において無数の霜柱が発生している (図 2.32b)。また、融解後には基岩面の所々に土砂が堆積している (図 2.32b)。これより、凍結融解によって、風化基岩から土砂が生産されていることが分かる。

図 2.33 は 11 月 18 日から 11 月 19 日に観測された、大黒谷ダム上流域の頁岩に着目した裸地斜面にて記録した凍結前、凍結中、凍結融解後の裸地斜面の様子である。図 2.33c) を見ると、砂岩ほど明瞭ではないが、



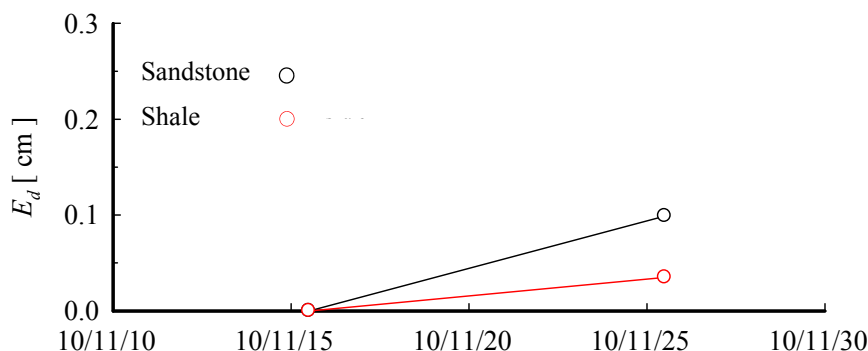


図 2.36 大黒谷ダム上流の裸地斜面における累積侵食深  $E_d$  の時系列変化 (2010/11/15～2011/11/25)

赤線で囲ったところで見られるように、凍結融解後には亀裂が発達したことが認められる。従って、風化頁岩においても、凍結融解によって土砂が生産されていると考えられる。

図 2.34 は 2010 年 11 月 15 日から 11 月 25 日に観測された、大黒谷ダム上流域の砂岩に着目した裸地斜面における、気温と地表面下 0.5 cm, 2.5 cm, 5 cm 地点における温度の時系列変化を示す。図 2.34 を見ると、11 月 16 日～11 月 21 日までの 6 日と 11 月 24 日の計 7 日、気温は氷点下となっている。観測期間中での最小値は 11 月 19 日の  $-4.7^{\circ}\text{C}$  である。しかし、砂岩に着目した斜面においては、観測期間にわたって地表面下 0.5 cm の温度は氷点下とはなっておらず、温度データからは、砂岩は凍結していないと判断される。この結果は、図 2.32 で見たように、実際には凍結融解の発生が認められるのとは整合しない。これは温度計の計測誤差に起因するものと思われる。温度計の計測値が氷点下を示さなかった原因としては、サーミスタ直上のステンレス管は熱伝導率が高いために温度変化が大きく、その影響をサーミスタが受けていること、あるいはサーミスタが基岩に接しておらず、空気に触れていたことなどが考えられる。

図 2.35 は 2010 年 11 月 15 日から 11 月 25 日に観測された、大黒谷ダム上流域の頁岩に着目した裸地斜面における、気温と地表面下 0.5 cm, 2.5 cm 地点における温度の時系列変化を示す。図 2.35 を見ると、11 月 19 日に地表面下 0.5 cm での温度が氷点下になっていることが分かる。図 2.33 で見たように、実際に凍結融解の発生が認められることと整合性が見られる。

図 2.36 は大黒谷ダム上流の裸地斜面におけるプロットの下部に設置した土砂採取箱に、2010 年 11 月 15 日～2011 年 11 月 25 日の期間において堆積した土砂から求めた、プロットの累積侵食深  $E_d$  [cm] である。累積侵食深  $E_d$  は、生産土砂の乾燥密度  $\rho_d$  を  $2.65 \text{ g/cm}^3$ 、間隙率  $n$  は風化砂岩、風化頁岩でそれぞれ 0.29, 0.21 と仮定し、各プロットの面積  $B_p$  の値を用いて式(2.14)から求めた。間隙率の値は、第 5 章で述べる実験で用いた複数の風化砂岩サンプルおよび風化頁岩サンプルについて求めた測定値の平均値である。図 2.36 を見ると、累積侵食深  $E_d$  の最大値は、砂岩および頁岩でそれぞれ約 0.1 cm, 約 0.03 cm であった。この結果から、砂岩では約 0.1 cm, 頁岩では約 0.03 cm の深さが凍結融解により土砂化したと考えられる。インターバルカメラの画像を見ると、観測期間において凍結融解が発生したのは 11/19 の 1 日のみと考えられるため、これは凍結融解 1 回あたりの侵食深と考えられる。ただし、流出土砂量は主に 11/19 の凍結融解により生産された土砂が、11/22 の降雨により流されて土砂採取箱に貯まったものである。砂岩に関しては、インターバルカメラによる画像から生産土砂のほとんどが採取箱に入っていると確認できるが、頁岩に関しては土砂化の有無が明瞭でなく、降雨により流されずにその場に留まった土砂があったため、実際にはより多くの土砂が発生している可能性がある。



表 2.1 間隙率の増加率を求める実験に関する実験条件

	Initial volumetric water content $\theta_0$	Saturation ratio $S$ [%]	Lateral restriction
Case2-1	$\approx n$	>98	Not conducted
Case2-2	$\theta_r$	70 ~ 90	
Case2-3	$\theta_m$	91 ~ 98	
Case2-4	$\theta_{20}$	20	
Case2-5	$\approx n$	>98	Conducted
Case2-6	$\theta_r$	70 ~ 90	
Case2-7	$\theta_m$	91 ~ 98	
Case2-8	$\theta_{60}$	60	
Case2-9	$\theta_{20}$	20	

## 2.6 間隙構造の変化に関する実験

2.6.1 では、様々な間隙率、飽和度の風化花崗岩サンプルについて凍結融解実験を行い、凍結融解 1 回あたりの間隙率の変化量を明らかにした。2.3.3 で田上山地の風化花崗岩質裸地斜面において間隙率の深度分布を調べた結果、深度が浅くなるにつれて間隙率が徐々に大きくなることが分かり、凍結融解により徐々に間隙率が大きくなることが分かった。従って、凍結融解の前後で間隙率を調べれば違いが見られ、凍結融解後には間隙率が増加していると予想される。しかも、飽和度が高いほど、また実験前の間隙率が高いほど、増加量が大きいと予想される。

2.6.2 では、顕微鏡観察により直接的に間隙構造を観察し、間隙径の分布状況を確認するとともに、風化花崗岩の間隙構造の特徴を考察した。2.3.4 で風化花崗岩の間隙径分布を求めたが、この結果が実際の間隙構造を表しているとは限らない。そこで、実際の間隙構造と、pF 試験の結果から求めた間隙構造を比較検討した。

2.6.3 では、風化花崗岩における霜柱の発生条件を検討するために実験を行った。現地観測の結果から、霜柱によって土砂が風化基岩から剥離されることが明らかとなった。従って、土砂の生産には、凍結融解による風化基岩の土砂化のみならず、霜柱による土砂の剥離が関わっており、霜柱の発生する条件を明らかにすることは重要である。ただし、霜柱が発生するためには風化基岩面に水分の豊富な供給と、ある程度以上の透水性が必要であると予想される。そこで、風化花崗岩を凍結させる実験を行い、透水性と正の相関があると考えられる初期間隙率や、水分供給方法の違いが霜柱の発生の有無に与える影響を考察した。

### 2.6.1 凍結融解による間隙率の変化

#### (1) 実験方法および実験条件

サンプルは、2.3.1(3)で述べた方法で採取した、風化花崗岩塊を円柱形に整形したものを用いた。なお、様々な間隙率のもとで実験を行うため、深さ方向に 10 cm ずつ、30 cm までの 3 深度から岩塊を採取した。3 深度から風化基岩塊をサンプリングしたのは、間隙率は風化基岩の強度と負の相関関係があり、間隙率が小さいほど、凍結融解による間隙率の増加量は小さいと予想されるので、その影響を検討するためである。

実験は、京都大学防災研究所 流域災害研究センター 流砂災害研究領域所有の冷凍庫を用いて行った。実験手順は以下のとおりである：1) 風化基岩サンプルの初期間隙率  $n_0$  を測定し、所定の飽和度、側方拘束条件（表 2.1）とする。間隙率の測定方法は 2.6.1(2)で述べる。2) 昇華を防ぐため、サンプルにビニール袋を被

せ、冷凍室（約 $-15^{\circ}\text{C}$ ）に入れて凍結させる。なお、凍結時間は24時間とする。3) 凍結時の間隙率 $n_{0.5}$ を測定する。4) 室温（約 $20^{\circ}\text{C}$ ）で風化花崗岩サンプルを融解させる。融解時間は24時間とする。5) 融解後の間隙率 $n_1$ を測定する。

実験条件を表2.1に示す。凍結融解による間隙率の増加量の、飽和度 $S[\%]$ による違いを見るため、初期含水率 $\theta_0$ が1) 飽和含水率（間隙率） $n$ にほぼ等しい場合、2) 残留体積含水率 $\theta_r$ に等しい場合、3)  $n$ と $\theta_r$ の中間の含水率 $\theta_m$ の場合を設定した。初期含水率 $\theta_0$ が間隙率 $n$ にほぼ等しいというのは、実験前に給水させる際、厳密には飽和に達していないからである。これは、風化基岩サンプルを完全に水没させず、サンプル下部を水に浸し、毛管作用により吸水させたためである。飽和度でいうと98%以上に相当する。初期含水率 $\theta_0$ を残留体積含水率 $\theta_r$ に設定する場合は、ほぼ飽和状態のサンプルを、pF試験器（加圧板法）で圧力水頭 $\psi = -500\text{ cm}$ の状態にし、排水が完了するまで圧力を作用させた。初期含水率 $\theta_0$ を $n$ と $\theta_r$ の中間の含水率 $\theta_m$ とする場合、供試体をpF試験器（加圧板法）で圧力水頭 $\psi = -30\text{ cm}$ の状態にし、排水が完了するまで圧力を作用させた。圧力水頭 $\psi = -30\text{ cm}$ としたのは以下の理由による。つまり、風化花崗岩の初期含水率 $\theta_0$ を残留体積含水率 $\theta_r$ に等しいとした場合、飽和度は70～90%であった。そこで、風化花崗岩の水分特性曲線を見た時、飽和度を91～98%にするためには、圧力水頭 $\psi$ を $-30\text{ cm}$ 程度にする必要があった。

ただし、飽和度 $S > 70\%$ と、比較的高い飽和度で得られた実験結果のみでは、間隙率変化の飽和度による違いを十分に検討することができない。そこで、飽和度 $S \leq 70\%$ でも実験を行うため、初期含水率 $\theta_0$ が、4) 飽和度 $S = 60\%$ に相当する含水率 $\theta_{60}$ の場合、5) 飽和度 $S = 20\%$ に相当する含水率 $\theta_{20}$ の場合を設定した。

また、土圧による側方拘束により膨張が抑えられ、破壊の程度が軽減されるか否かを検討するために、側方拘束がある場合の実験も行った。その場合は、アクリル円筒または塩化ビニル円筒でサンプルの側方を覆い、岩と円筒間に生じる隙間を石英砂で埋めたものを用意した。

## (2) 間隙率の測定方法

間隙率の測定は凍結前、凍結中、凍結融解後に水置換法により行った。ただし、サンプルの攪乱を最小限に抑えるためと、測定精度を上げるための工夫を施しているため、以下にその方法を述べる。

風化基岩サンプルの全体積 $V_i[\text{cm}^3]$ の測定方法を述べる。測定には、容量の十分大きなビーカー（800 ml）とはかり（秤量6000 g、感量1 g）を用いた。なお、風化基岩サンプルの全体積 $V_i$ の添え字 $i$ は、凍結融解前は0、凍結中は0.5、凍結融解後は1とする。本節中に表れる、その他の変数の添え字 $i$ についても同様とする。

まず、ビーカーの側面に目盛を設定した。ただし、目盛の位置は風化花崗岩サンプルの高さよりも十分高い位置に設定した。そして、この高さまでビーカーに水を入れ、その時の質量 $m_{1,i}[\text{g}]$ をはかりで測定した。次に、ビーカー内の水を捨て、吸水するのを防ぐためにビニール袋に入れた風化基岩サンプルをビーカー内に置き、設定した目盛まで水を入れた。このとき、風化基岩サンプルに極力触れないよう、ビニール袋の端を持って出し入れすることとした。続いて、ビニール袋と風化基岩サンプルをビーカーから取り出し、ビーカー内に残った水の質量 $m_{2,i}[\text{g}]$ をはかりで測定した。なお、目視で水面と目盛との一致を確認することから、1回だけの測定では信頼性が低い。よって以上の操作を同一の風化基岩サンプルにつき、3回以上行うこととした。以上より、ビニール袋と風化基岩サンプルを合わせた体積 $V_{vr,i}[\text{cm}^3]$ を、水の密度 $\rho_w$ が $1\text{ g/cm}^3$ であるとして

$$V_{vr,i} = m_{1,i} - m_{2,i} \quad (2.19)$$

から求めた。測定精度は $\pm 3\text{ cm}^3$ であった。

次に、ビニール袋と風化基岩サンプルを合わせた体積 $V_{vr,i}$ から、ビニール袋の体積を差し引いて、風化基

岩サンプルの全体積  $V_i$  [  $\text{cm}^3$  ]を得ることを考える。ここでは、以下のように求めることとした。まず、体積が既知 ( $V_m=137.0 \text{ cm}^3$ ) の金属円柱について、ビーカーとはかりを用いた上と同様の体積測定を行い、ビニール袋と金属円柱を合わせた体積  $V_{vm}$  を求めた。そして、式(2.20)より、ビニール袋と金属円柱を合わせた体積  $V_{vm}$  に占める金属円柱の体積  $V_m$  の割合  $\beta$  を求め、これを係数として、ビニール袋と風化基岩サンプルを合わせた体積  $V_{vr,i}$  に乗じ、式(2.21)から風化基岩サンプル全体の体積  $V_i$  を求めた。

$$\beta = V_m / V_{vm} = 0.96 \quad (2.20)$$

$$V_i = \beta \cdot V_{vr,i} \quad (2.21)$$

金属円柱についての測定の結果、ビニール袋と金属円柱を合わせた体積  $V_{vm}$  は  $142 \text{ cm}^3$  であったので、 $\beta$  は  $0.96$  となった。

次に間隙体積  $V_{po,i}$  [  $\text{cm}^3$  ]の求め方を述べる。凍結融解前および凍結融解後に関しては、飽和状態でのサンプルの質量  $m_{sat,i}$  と、絶乾状態でのサンプルの質量  $m_{dry,i}$  を求め、水の密度  $\rho_w$  を  $1.0\text{g}/\text{cm}^3$  と仮定して

$$V_{po,i} = (m_{sat,i} - m_{dry,i}) / \rho_w = m_{sat,i} - m_{dry,i} \quad (2.22)$$

で求めた。飽和質量  $m_{sat,i}$  はサンプルを吸水させて飽和状態にし、絶乾質量  $m_{dry,i}$  は炉乾燥器で乾燥させた状態で測定すれば得られる。凍結膨張時の間隙体積  $V_{po,0.5}$  は、凍結による供試体全体の体積増加量  $V_{exp}$  ( $= V_{0.5} - V_0$ )の全てが間隙水の凍結膨張によるものと仮定し、凍結融解前の間隙体積  $V_{po,0}$  に全て加算して求めることとした；

$$V_{po,0.5} \equiv V_{po,0} + V_{exp} = V_{po,0} + V_{0.5} - V_0 \quad (2.23)$$

以上より、間隙率  $n_i$  を

$$n_i = V_{po,i} / V_{0,i} \quad (2.24)$$

から算出した。ガウスの誤差伝播の法則より、間隙率の測定誤差は $\pm 0.01$  であった。なお、実験に用いたサンプルの中には、凍結融解後に土砂化が生じ、分解するサンプルがあった。この場合、分解した岩塊のどれについて間隙率を求めるかが問題となる。ここでは、分解した岩塊のうち、最も体積の大きいものについて凍結融解後の間隙率  $n_1$  を求めることとした。

### (3) 実験結果と考察

まず凍結融解前、凍結中、凍結融解後と、間隙率がどのように変化するか確認する。図 2.37 は側方拘束を行わない条件のもと (Case2-1~2-4) で実験を行った結果得られた、凍結融解を 1 回経験した時の間隙率の変化を表す。図 2.37a) は初期含水率  $\theta_0$  が間隙率  $n$  にほぼ等しい場合 (Case2-1)、図 2.37b) は  $\theta_0$  が残留体積含水率  $\theta_r$  に等しい場合 (Case2-2)、図 2.37c) は  $\theta_0$  が  $n$  と  $\theta_r$  の中間の含水率  $\theta_m$  に等しい場合 (Case2-3)、図 2.37d) は  $\theta_0$  が飽和度 20%のときの含水率  $\theta_{20}$  に等しい場合 (Case2-4) の結果である。凍結前の間隙率と、凍結中の間隙率を比較すると、いずれの場合においても凍結中の方が間隙率は大きくなっていった (図 2.37)。これは間隙水の凍結膨張により間隙が増加しているためと考えられる。凍結中の間隙率と凍結融解後の間隙率を比較すると、図 2.37a) の青色で示したサンプルの様に、凍結中よりもさらに間隙率が大きくなったものがあるが、全体的には凍結中よりも小さくなる傾向にあった。これは、凍結時における間隙水の凍結膨張が、凍結融解後には消失したためである。しかし、凍結前の間隙率と、凍結融解後の間隙率を比較すると、概ね凍結融解後の方が間隙率は大きいことが分かる。これは間隙水の凍結膨張によって間隙構造が破壊され、新たな間隙が表れたか、既にある間隙が拡大したためと考えられる。以上より、凍結融解を経験するとわずかに間隙率は大きくなり、塑性変形することが分かる。

さらに間隙率の変化傾向を詳しく見ていく。まず、間隙率の増加割合を定量的に知るとともに、間隙率の増加割合と初期間隙率  $n_0$  の関係を検討する。間隙率は風化基岩の強度と負の相関関係があるので、間隙率が

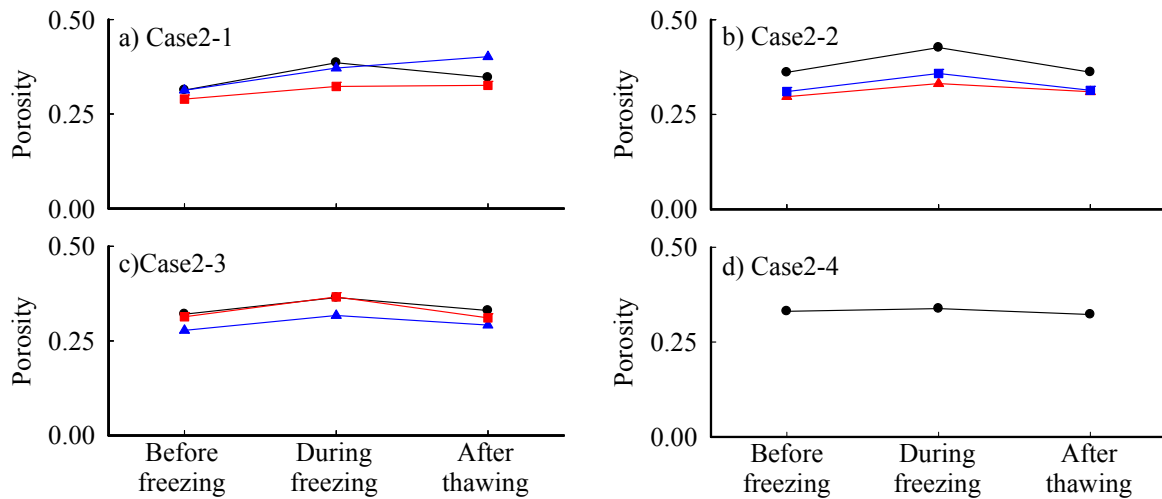
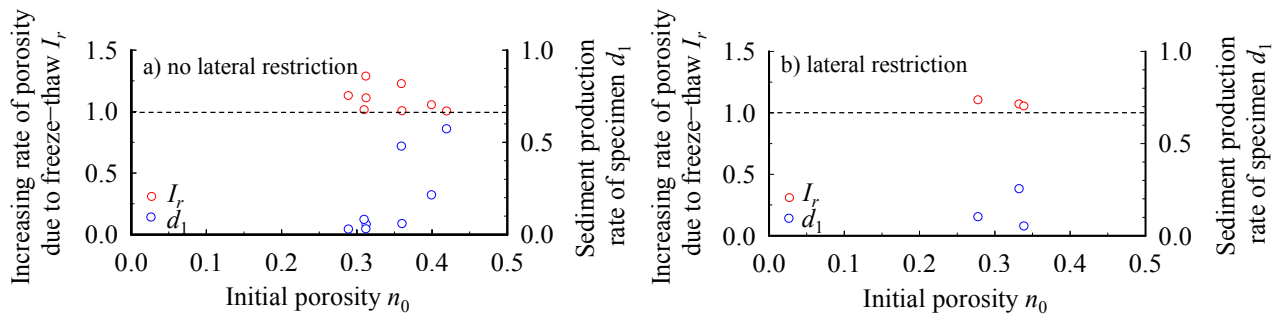


図 2.37 凍結融解 1 回経験した時の間隙率の変化

図 2.38 風化花崗岩の凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  と凍結融解 1 回後の土砂化率  $d_1$  (飽和度  $S \geq 95\%$ ) : a) 側方拘束なし, b) 側方拘束あり

小さいほど、凍結融解による間隙率の増加量は小さいと予想される。そこで、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  を

$$I_r \equiv n_1/n_0 \quad (2.25)$$

で定義する。図 2.38 に、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  と初期間隙率  $n_0$  の関係を示す。ただし条件を可能な限り同じにして考察するため、飽和度  $S \geq 95\%$  のものに限ってプロットしている。また、図は側方拘束を行った場合 (図 2.38a) とそうでない場合 (図 2.38b) とで分けている。図 2.38 を見ると、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  は 1.0 ~ 1.3 の値を示している。従って、凍結融解 1 回により風化花崗岩の間隙率はこれだけの割合で増加することが分かる。側方拘束がある場合とない場合の結果を比較すると、両者に明確な違いは見られない。これは、側方拘束により、間隙の押し広げに起因する側方への変位は抑制されるものの、基岩の構造に応力が作用するのには変わりはないためと考えられる。

凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  と初期間隙率  $n_0$  との関係を見ると、正の相関にあるとの予想に反し、 $I_r$  と  $n_0$  の間には負の相関があるように見える。ただし、凍結融解により破壊が生じ、サンプルの一部が土砂化したものがあり、その影響がある可能性がある。つまり、凍結融解によってサンプルの一部が土砂化する場合は、強度が比較的小さい部分が土砂化し、強度が比較的高い部分が風化基岩として残存すると考えられる。するとこの場合、凍結融解の前後で強度特性が変化し、式(2.25)で定義される間隙率の増加率は実質的な意味を成さなくなることが考えられる。そこで、凍結融解によりどれだけ破壊が生じているかを定量的に見るため、式(2.26) で定義される凍結融解 1 回後の土砂化率  $d_1$  の値を図 2.38 に示す。

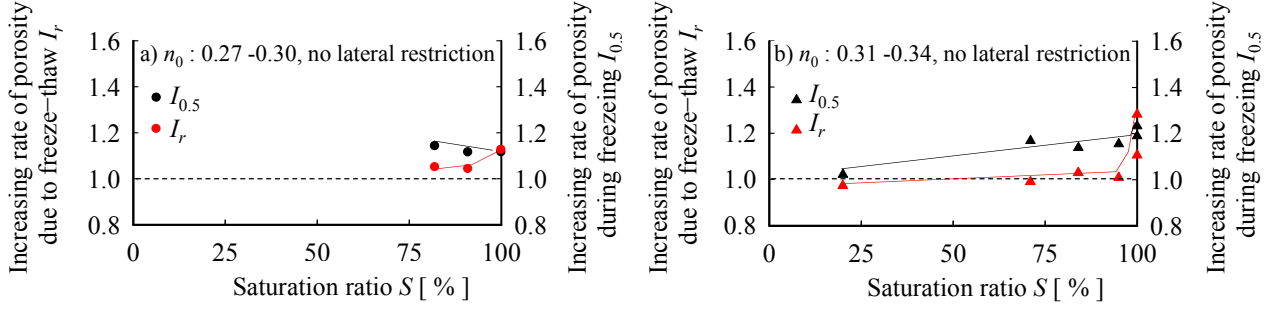


図 2.39 飽和度  $S$  と風化花崗岩の凍結中の間隙率の増加率  $I_{0.5}$  の関係および  
飽和度  $S$  と風化花崗岩の凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  の関係  
(側方拘束なし)

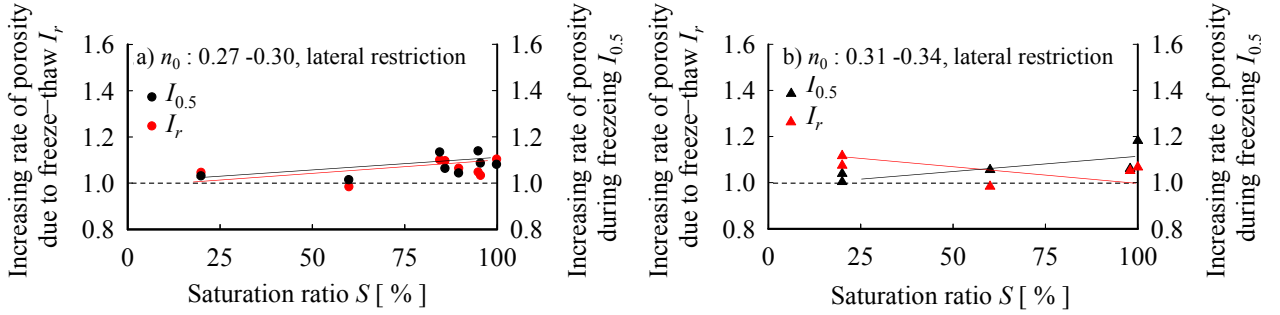


図 2.40 飽和度  $S$  と風化花崗岩の凍結中の間隙率の増加率  $I_{0.5}$  の関係および  
飽和度  $S$  と風化花崗岩の凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  の関係  
(側方拘束あり)

$$d_1 = (m_{dry,0} - m_{dry,1}) / m_{dry,0} \quad (2.26)$$

$d_1$  が 0 ならば破壊は全く起こらなかったことを示し、 $d_1$  が 1 ならば完全に土砂化したことを示す。図 2.38 を見ると、初期間隙率  $n_0 < 0.35$  であれば、凍結融解 1 回後の土砂化率  $d_1$  は 0.1 以下と小さく、土砂となった割合はわずかである。従って、初期間隙率  $n_0 < 0.35$  では、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  の値は実質的な意味を持つと考えられる。一方、初期間隙率  $n_0 \geq 0.35$  では、凍結融解 1 回後の土砂化率  $d_1$  が 0.2 ~ 0.6 となって、土砂化する割合が高い。従って、初期間隙率  $n_0 \geq 0.35$  では、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  の値は実質的な意味を持たない可能性がある。以上より、図 2.38 からは、間隙率の増加率と初期間隙率の関係を見ることができない。間隙率の増加率と初期間隙率の関係を明らかにするには、より多くの風化花崗岩サンプルについて実験を行う必要がある。

次に間隙率の増加率と飽和度の関係を考察する。ここでは、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  と飽和度  $S$  の関係を見るとともに、

$$I_{0.5} = n_{0.5} / n_0 \quad (2.27)$$

で定義される、凍結中の間隙率の増加率  $I_{0.5}$  と飽和度  $S$  の関係も考察する。図 2.39、図 2.40 は、飽和度  $S$  と凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  の関係、および飽和度  $S$  と凍結中の間隙率の増加率  $I_{0.5}$  の関係を示す。

図 2.39a) は初期間隙率  $n_0$  が比較的小さい場合 ( $n_0 = 0.27 \sim 0.30$ )、図 2.39b) は初期間隙率  $n_0$  が比較的大きい場合 ( $n_0 = 0.31 \sim 0.34$ ) で、いずれも側方拘束がない場合の結果である。図 2.40a) は初期間隙率  $n_0$  が比較的小さい場合 ( $n_0 = 0.27 \sim 0.30$ )、図 2.40b) は初期間隙率  $n_0$  が比較的大きい場合 ( $n_0 = 0.31 \sim 0.34$ ) で、いずれも側方拘束がある場合の結果である。図中の実線は近似曲線である。

まず、側方拘束がない場合での結果をみる。図 2.39a) では、飽和度が小さい場合の実験結果が無いため、

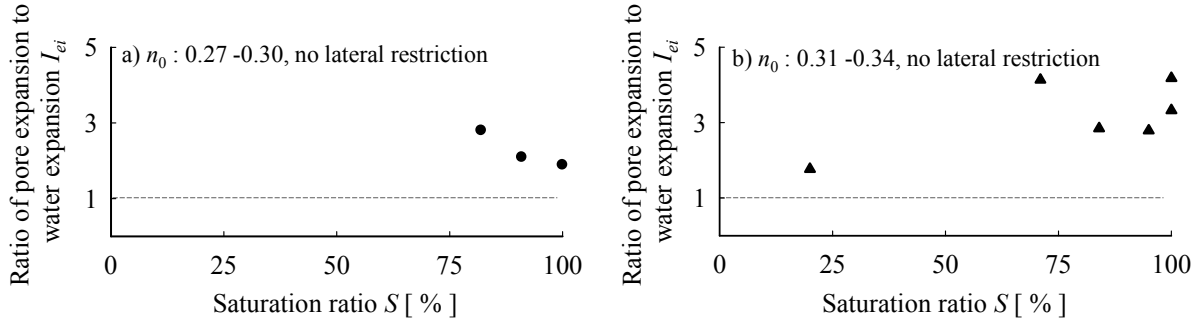


図 2.41 風化花崗岩の間隙率の増加量と水の体積膨張による間隙増加量の比  $I_{ei}$  と飽和度  $S$  との関係（側方拘束なし）

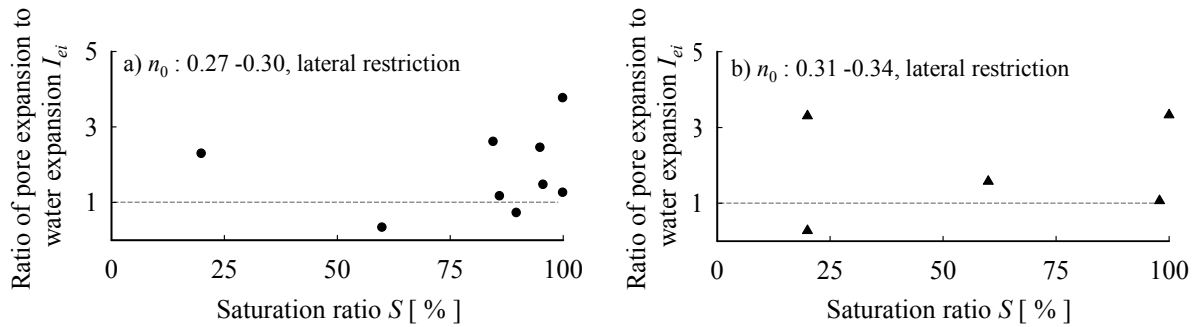


図 2.42 風化花崗岩の間隙率の増加量と水の体積膨張による間隙増加量の比  $I_{ei}$  と飽和度  $S$  との関係（側方拘束あり）

参考程度に示すことにし、図 2.39b) から考察する。飽和度  $S$  と凍結中の間隙率の増加率  $I_{0.5}$ ，あるいは飽和度  $S$  と凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  との関係を見ると、凍結中の間隙率の増加率  $I_{0.5}$ ，凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  のどちらも、飽和度と正の相関を示している。従って、凍結中の間隙率の増加率  $I_{0.5}$ ，凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  は、凍結融解による破壊の程度を表していると考えられることを踏まえると、飽和度が高ければ、破壊の程度が大きくなると考えられる。飽和度  $S=20\%$  のとき、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  は 1 より小さい値を示しているが、これは測定誤差によるものと考えられる。なぜなら、一般に間隙の大きさは造岩鉱物の大きさに比べて小さく、凍結融解によって押し広げられた間隙に土粒子が落ち込むとは考えにくいと、間隙率の測定誤差は  $\pm 0.01$  と大きいとためである。

次に、側方拘束がある場合での結果をみる。図 2.40a) を見ると、凍結中の間隙率の増加率  $I_{0.5}$ ，凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  のどちらも、概ね飽和度と正の相関を示している。ただし、図 2.40a) を見ると、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  は飽和度と負の相関を示している。これは間隙率の測定誤差が  $\pm 0.01$  と大きいことが影響していると考えられ、結果の信頼性を増すためにさらに多くの測定を行う必要がある。最後に、側方拘束がない場合と側方拘束がある場合を比較する。側方拘束がない場合、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  は  $1.0 \sim 1.23$ ，凍結中の間隙率の増加率  $I_{0.5}$  は  $1.0 \sim 1.28$  となったが（図 2.39），側方拘束がある場合、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  は  $1.0 \sim 1.23$ ，凍結中の間隙率の増加率  $I_{0.5}$  は  $1.0 \sim 1.12$  と（図 2.40），両者に大きな違いは見られない。これは、側方拘束があっても基岩の構造に応力が作用するのに代わりはないとためと考えられる。

次に、間隙率の増加量  $V_{exp}$  と、水の凍結膨張による 9%体積膨張量  $V_{ice}$  との比較により、水の凍結による体積増加分だけ間隙は増加するのか、それよりも多く増加するのかを検証する。凍結膨張による 9%体積膨張量  $V_{ice}$  は

$$V_{ice} \equiv 0.09 \cdot S \cdot n_0 \cdot V_0 \quad (2.28)$$

で定義した。図 2. 41, 図 2. 42 は間隙率の増加量  $V_{exp}$  と凍結膨張による 9%体積膨張量  $V_{ice}$  の比

$$I_{ei} = V_{exp} / V_{ice} \quad (2.29)$$

と飽和度  $S$  との関係を表したグラフであり, 図 2. 41a) は初期間隙率  $n_0$  が比較的小さい場合 ( $n_0 = 0.27 \sim 0.30$ ), 図 2. 41b) は初期間隙率  $n_0$  が比較的大きい場合 ( $n_0 = 0.31 \sim 0.34$ ) で, いずれも側方拘束がない場合である。また, 図 2. 42a) は初期間隙率  $n_0$  が比較的小さい場合 ( $n_0 = 0.27 \sim 0.30$ ), 図 2. 42b) は初期間隙率  $n_0$  が比較的大きい場合 ( $n_0 = 0.31 \sim 0.34$ ) で, いずれも側方拘束がある場合である。間隙率の増加量  $V_{exp}$  と凍結膨張による 9%体積膨張量  $V_{ice}$  の比  $I_{ei} \leq 1$  は実際には起こりえず, 測定誤差によるものであるとし,  $I_{ei} > 1$  について見ることにする。図 2. 41, 図 2. 42 より, 間隙率の増加量  $V_{exp}$  と凍結膨張による 9%体積膨張量  $V_{ice}$  の比  $I_{ei}$  の最小値は 1.16, 最大値は 4.91 となっており, 水の凍結膨張量以上に間隙は膨張している。このことから, 間隙水の凍結膨張により, 既にある間隙の拡大, および新たな間隙の出現が複合的に生じていることが分かる。飽和度  $S$  と, 間隙率の増加量  $V_{exp}$  と凍結膨張による 9%体積膨張量  $V_{ice}$  の比  $I_{ei}$  の関係を見ると, サンプル数が少ないために断言できないが, 両者には明瞭な相関関係がみられない。これは, 既にある間隙の拡大, あるいは新たな間隙の出現する規模が, 水分量だけでは決まらないためと考えられる。

## 2. 6. 2 風化花崗岩の構造破壊の実態

### (1) 供試体の作成方法

顕微鏡観察を行うため, 田上山地の裸地斜面において, 深度 0 ~ 10 cm, 20 ~ 30 cm から風化花崗岩塊を採取した。風化花崗岩塊は 2. 3. 1 (3) で述べたのと同様の方法で採取した。そして, 顕微鏡観察が可能なように, 以下のように試験片を作成した。まず, マイナスドライバーを用いて, 風化花崗岩塊から直径約 1.5 cm, 高さ約 1 cm の岩塊を取り出した。次に, これらの試料を外径 3.2 cm, 内径 2.75 cm の容器に入れて樹脂を流し込んだ後, 常温で硬化させた。硬化させた後, 研磨機で岩の断面が露出するまで削り, 断面を研磨して試験片を完成させた。作成した試験片は, 岩としての構造が乱された様子はなく, ほぼ原形を維持していると考えられる。よって, 試験片はほぼ現地の間隙構造を保っていると考えられる。

### (2) 観察方法

観察は光学顕微鏡を用いて行った。なお, 顕微鏡で試験片を観察すると同時に, 観察対象領域を目視により確認し, 鉱物の種類を特定した。間隙の有無もしくは鉱物と間隙の区別は, 焦点距離のずれにより判別することとした。

### (3) 実験の結果と考察

図 2. 43 および図 2. 44 は, それぞれ深度 0 ~ 10 cm, 20 ~ 30 cm から採取した風化基岩の顕微鏡観察結果である。深度 0 ~ 10 cm から採取した風化花崗岩の観察結果を見ると (図 2. 43), 石英は比較的大きな結晶として残存していることが分かる。黄色の実線で囲った箇所は, 長石が粘土化している箇所であり, 多くの微小な間隙が存在していると推察される。黄色の点線で囲った箇所は筋状の間隙であり, 0.2 ~ 0.4 mm の幅を有している。図 2. 22c) の同深度における間隙径分布を見ると, 0.1 mm 以下の間隙の量が多いことが分かるが, これは長石が粘土化した部分に多く存在する, 微小な間隙に相当していると考えられる (図 2. 43)。また, 図 2. 22c) より, 0.1 mm より大きな間隙の量は少ないことが分かるが, 図 2. 43 を見ると, 実際にもそのような大きな間隙は 0.2 ~ 0.4 mm の幅を持つ筋状の間隙くらいしか認められない。

深度 20 ~ 30 cm から採取した風化花崗岩試料でも, 長石が粘土化して多くの微小な間隙が存在することと,



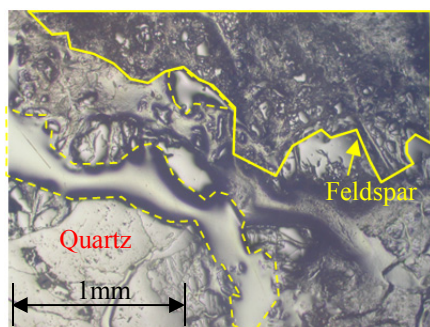


図 2.43 深度 0-10 cm の風化花崗岩の顕微鏡写真

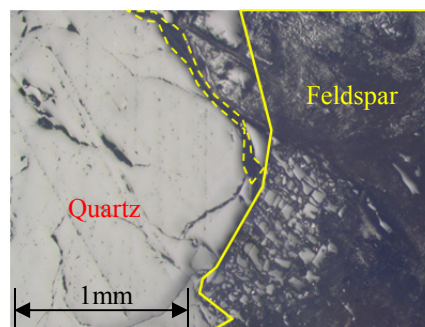


図 2.44 深度 20-30 cm の風化花崗岩の顕微鏡写真

0.1 mm より大きな間隙は黄色の点線で囲った箇所に見られるように、筋状の間隙に限られることが分かる(図 2.44)。これは、0.1 mm 以下の間隙の量が多く、0.1 mm より大きな間隙の量は少ないという傾向が見られる、同深度における間隙径分布と一致している(図 2.22a)。以上より、図 2.22 で示した間隙径分布は、実際の間隙構造を十分に表わしていると判断される。

次に深度による違いを検討する。深度 20 ~ 30 cm から採取した風化花崗岩においては、長石が一部粘土化しているものがあるものの、未だに粘土化せず、小さいながらも結晶状態として残存していることが分かる(図 2.44)。一方、深度 0 ~ 10 cm から採取した風化花崗岩においては、長石がほぼ全て粘土化している(図 2.43)。また、黄色の点線で示している筋状の間隙は、深度 20 ~ 30 cm から採取した風化花崗岩においては、0.1 ~ 0.2 mm の幅であり、深度 0 ~ 10 cm から採取した風化花崗岩に含まれるそれ(幅 0.2 ~ 0.4 mm)よりも小さな間隙である。これらより、深度 0 ~ 10 cm と 20 ~ 30 cm では、風化の進行している程度が異なり、前者の方が風化の進んでいることがうかがえる。

### 2.6.3 風化花崗岩における霜柱の発生条件

#### (1) サンプルの作成方法

風化基岩サンプルとして、田上山地裸地斜面より採取した風化花崗岩を用いることとした。そこで、風化花崗岩を地表面から垂直方向に深さ 10 cm ずつ、深度 40 cm までの、計 4 つの風化花崗岩塊を得た。風化花崗岩塊は 2.3.1(3) で述べたのと同様の方法で採取した。風化花崗岩塊は、マイナスドライバーを用いて岩石構造の破壊を最小限に抑えながら、半径約 3 cm、高さ約 10 cm の円柱形に整形し、これを風化基岩サンプルとした。

#### (2) 実験方法

実験を行うにあたっては、まず、風化基岩サンプルを水の入ったトレイに置き、毛管作用によりほぼ飽和状態とする。そして昇華を防ぐため供試体にビニール袋を被せ、冷凍室(約 $-15^{\circ}\text{C}$ )に入れて 6 時間凍結、室温(約 $20^{\circ}\text{C}$ )で 6 時間融解させた。

実験条件を表 2.2 に示す。Case2-10 ~ Case2-15 では、間隙率の違い、つまり透水性の違いが霜柱の発生の有無に与える影響を検討した。間隙率が小さいと透水性は低いために霜柱が発生せず、霜柱が発生するような間隙率になるまで、繰り返し凍結融解を経験する必要があると予想される。そこで、霜柱が発生するまで実験を繰り返し行った。Case2-10 ~ Case2-13 では、サンプルを水の入ったトレイに置いて、毛管作用により凍結中に継続して水分補給を行うようにした。なお、トレイ中の水が常に液相の状態であるように、トレイを断熱材で覆い、冷凍庫外からチューブを介してトレイに水を補給し続けるようにした(図 2.45a)。さらに、

表 2.2 霜柱の発生条件を検討する実験に関する条件

	Initial porosity $n_i$	Condition of water in tray	Lateral insulation	Repetition of freeze & thaw	Appearance of needle ice
Case2-10	0.34	Constantly liquid phase	Conducted	1	Appear
Case2-11	0.32	Constantly liquid phase	Conducted	1	Appear
Case2-12	0.29	Constantly liquid phase	Conducted	1	Appear
Case2-13	0.29	Constantly liquid phase	Conducted	4	Appear
Case2-14	0.29	Gradually freezing	Conducted	2	Appear
Case2-15	0.28	Gradually freezing	Conducted	5	Appear
Case2-16-I	0.34	Gradually freezing	Conducted	1	Appear
Case2-16-II		Gradually freezing	Not conducted	1	Not appear
Case2-16-III		No water	Not conducted	1	Not appear
Case2-17-I	0.32	Gradually freezing	Conducted	1	Appear
Case2-17-II		Gradually freezing	Not conducted	1	Appear
Case2-17-III		No water	Not conducted	1	Not appear

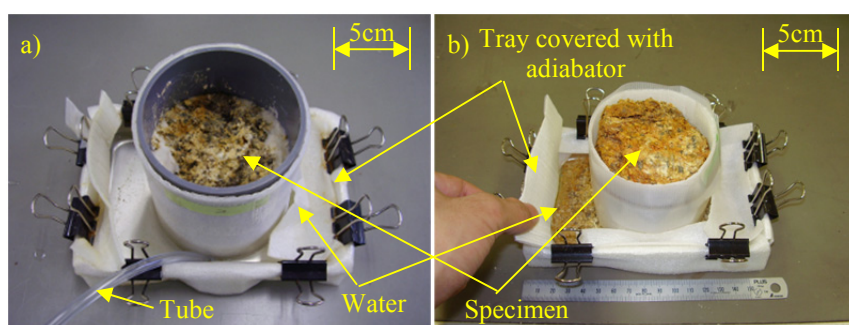


図 2.45 霜柱の発生条件を調べる実験に用いた供試体：

- a) チューブを介して冷凍室外からトレイに水を入れて凍結中常に液相の状態を保つ場合、
- b) 凍結過程で次第にトレイ中の水が凍結していく場合

円柱形サンプルの上面から冷却するようにするとともに、徐々に凍結が進行するように、サンプルの側面を断熱材で覆った。次に、間隙率は 0.29, 0.28 と比較的小さい条件で、トレイ中の水がゆっくりと凍結して次第に水分補給が無くなる条件での実験を行い、常に液相の状態を保つ条件 (Case2-12, Case2-13) よりも、霜柱が発生するまでに必要な回数は増えるか否か検討した (Case2-14, Case2-15)。この場合は図 2.45b) のように、サンプルを水の入ったトレイに置くが、チューブを介してのトレイへの水分補給は行わなかった。ただし、Case2-14, Case2-15 でもサンプルの側方を断熱材で覆った。

Case2-16, Case2-17 は、水分補給条件の違いが与える影響を検討するための条件である。間隙率は 0.34, 0.32 と比較的大きい条件とした。まずサンプルの側方を断熱材で覆い、Case2-14, Case2-15 と同じく、トレイ中の水がゆっくりと凍結して次第に水分補給が無くなる条件で実験を行った (Case2-16-I, Case2-17-I)。I の条件で実験を行った後、サンプルの側方を覆う断熱材を取り払った状態で実験を行った (Case2-16-II, Case2-17-II)。この場合は、サンプルの上方と側方の両方から凍結が進行するので、I の条件よりも凍結が速く進行し、霜柱が発生しにくくなると予想される。II の条件で実験を行った後、サンプルの側方を断熱材で覆わず、トレイに水は入れない状態で実験を行った (Case2-16-III, Case2-17-III)。III の条件では、サンプル下部からの水分補給がないため、霜柱は発生しないと予想される。なお、I, II, III の条件においての実験は、それぞれ 1 回ずつ行った。

### (3) 実験結果と考察

表 2.2 に凍結融解回数と霜柱の発生の有無を示す。ただし、表に示す凍結融解回数は、Case2-10～Case2-15 については、霜柱が発生するまでに必要な回数である。Case2-16 および Case2-17 については、I, II, III と同一のサンプルについて順番に一回ずつ実験を行ったことを表す。図 2.46 は実際に観察された霜柱である。霜柱によって土粒子が持ち上げられ、基岩から剥離していることが分かる。

まず、間隙率の違いが与える影響について考察する。凍結中常にサンプル下部から水分が補給される条件 (Case2-10 ～ Case2-13) の結果を見ると、表 2.2 より、間隙率がそれぞれ 0.34, 0.32 と比較的大きい条件 (Case2-10, Case2-11) では、1 回目の凍結過程で霜柱が生じる結果となった。一方、間隙率が 0.29 と比較的小さい条件 (Case2-12) では、1 回目の凍結過程で霜柱は発生するものの、同じく間隙率が 0.29 と比較的小さい別の条件 (Case2-13) では、4 回目の凍結融解実験で霜柱が発生する結果となった。次に、間隙率が比較的小さい条件で、凍結中にトレイ中の水が次第に凍結し、水分補給が行われなくなる条件 (Case2-14, Case2-15) での結果を見てみる。表 2.2 より、霜柱が発生するのに必要な凍結融解回数は、Case2-14, Case2-15 でそれぞれ 2 回、5 回である。最初、凍結中次第に水分補給が無くなる条件 (Case2-14, Case2-15) の方が、凍結中常に水分が補給される条件 (Case2-12, Case2-13) よりも、霜柱が発生するのに必要な凍結融解回数は多いと予想していたが、実験の結果からは大きな違いが認められない。これは、Case2-12 ～ Case2-15 のいずれの条件においても、水分補給量に大差はなかったためと考えられる。

Case2-10 ～ Case2-15 の結果から、初期間隙率  $n_0$  と霜柱が発生するまでに必要な凍結融解回数の関係をまとめたのが図 2.47 である。図より、初期間隙率  $n_0 < 0.29$  と、初期間隙率が小さいほど霜柱が発生するのに複数回の凍結融解を経験する必要があるが、初期間隙率  $n_0 \geq 0.29$  であれば、1 回目の凍結で霜柱が発生することが分かる。このことから、間隙率が小さいほど透水性が小さく、霜柱が発生するためには、ある程度以上の透水性が必要と推察される。

最後に、水分補給条件の違いが与える影響を検討するため、Case2-16 と Case2-17 の結果を見てみる。表 2.2 を見ると、サンプル下部から水分を補給するものの、次第に凍結して水分補給がなくなっていく条件 (I) では、Case2-16, Case2-17 の両ケースで、1 回目の凍結で霜柱が発生する結果となっている (図 2.46b)。しかし、I と水分補給条件は同じではあるものの、サンプルの側方断熱は行わない条件 (II) においては、Case2-16 では霜柱が発生するが (図 2.48a)、Case2-17 では霜柱は発生しない結果となった。これは、Case2-17 では、十分な水分補給がある前に凍結が完了したためと考えられる。水分補給をせず、サンプルの側方を断熱しない条件 (III) では、例えば図 2.48b) に示すように、Case2-16, Case2-17 の両ケースで霜柱は発生しなかった。I, II, III の順に、サンプル下部からの水分補給の条件が悪化するが、以上より、霜柱の発生には、水分補給が大きな役割を果たしていることが分かる。

## 2.7 間隙構造の変化に着目した風化花崗岩の土砂化プロセス

2.3, 2.6 で述べた観測と実験の結果を基に、風化花崗岩の土砂化プロセスを考える。観測および実験結果をまとめて示すと以下ようになる。まず、間隙率の深度分布から、深度が浅くなるにつれて間隙率は徐々に大きくなり、土砂化直前には 0.43 と大きな値を示すことが分かった。さらに、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  を実験で調べた結果、 $I_r$  は 1.0 ～ 1.3 であり、凍結融解によって間隙率は大きくなることが明白となった。なお、 $I_r$  の大きさは、飽和度と正の相関関係がある。また、残留体積含水率は、深度が浅くなるにつれて徐々に小さくなることが分かった。間隙率と残留体積含水率との差が大きいほど、水分移動に寄与する間隙の量が増えることになるので、水分移動が徐々に活発になっていくものと思われる。さらに、風化

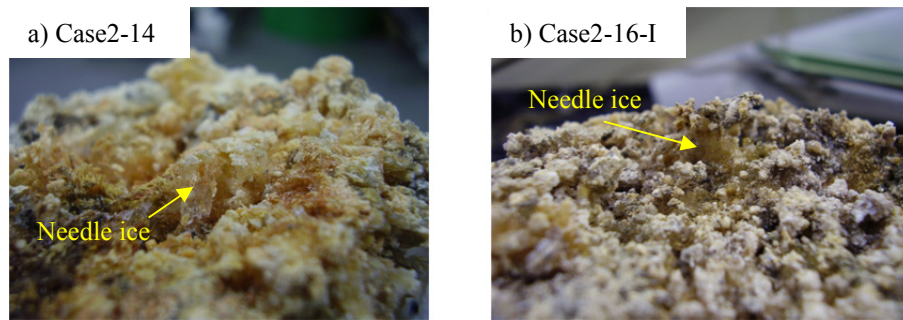


図 2.46 霜柱の発生している例 : a) Case2-14, b) Case2-16-I

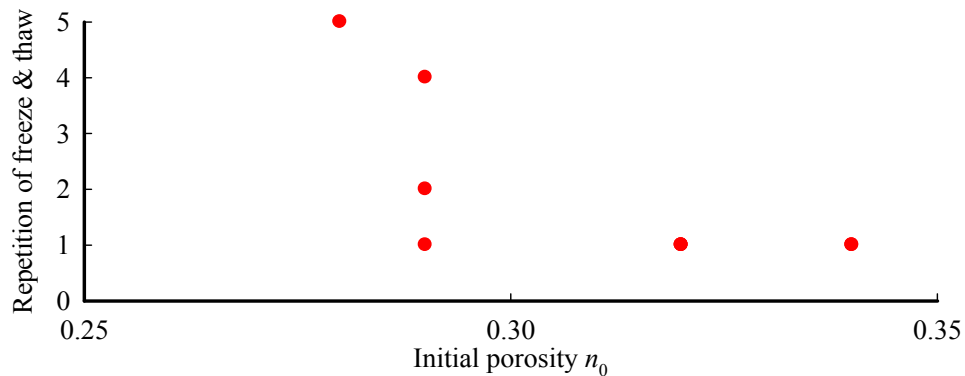
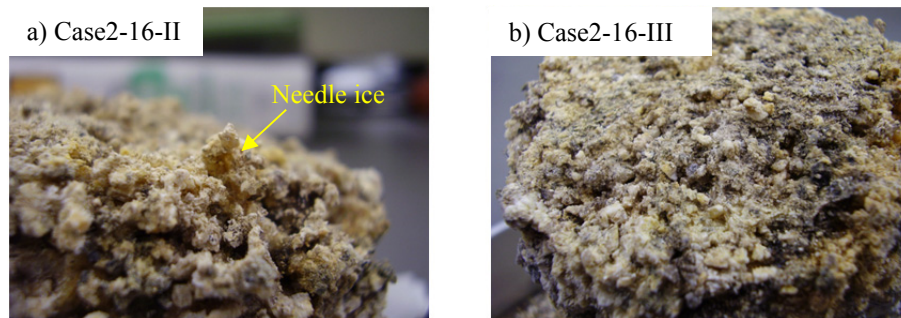
図 2.47 初期間隙率  $n_0$  と霜柱が発生するまでに必要な凍結融解回数との関係

図 2.48 霜柱の発生の有無 :

- a) 凍結過程で次第にトレイ中の水が凍結していく場合 (Case2-16-II) ,  
 b) トレイに水を入れず水分補給を行わない場合 (Case2-16-III)

基岩から土砂が剥離して攪乱された後は、やや間隙率が小さくなり、間隙径分布も風化花崗岩のものとは大きく違うことが分かった。なお、観測結果から、風化基岩面では霜柱の発生が認められ、霜柱により土粒子が風化基岩面から剥離することが分かっている。従って、このような間隙構造の劇的な変化には、霜柱の発生が関わっているものと思われる。霜柱の発生条件を実験的に調べた結果、間隙率が大きいほど、また地下からの水分供給量が豊富なほど、霜柱は発生しやすくなることが明らかとなった。以上より、風化花崗岩の土砂化プロセスは以下のように表現できる :

- 1) 凍結融解により新たな間隙が発生、もしくは既存の間隙が拡大する。
- 2)  $I_r (= 1.0 \sim 1.3)$  の割合で徐々に間隙率が大きくなり、間隙内の水分移動も活発となる。
- 3) 間隙率がある閾値  $n_c$  (実験結果から 0.43 程度) を超えれば土砂化するとみなされる。
- 4) 地下からの水分供給が豊富であれば霜柱が発生する。



5) 霜柱により風化基岩面から土砂が剥離し、霜柱が融けた後、風化基岩面上に土砂が堆積する。

これらを数式で表現することを考える。上記の土砂化プロセスから、風化花崗岩の間隙率は、凍結融解により  $I_r$  の割合で増加し、間隙率がある閾値  $n_c[-]$  を超えれば土砂化すると考えられるため、凍結融解を経験する前の間隙率の値を  $n_x[-]$  とおけば、風化花崗岩の土砂化モデルは式(2.30)で表現される；

$$n_c = n_x (I_r)^{rep_c} \quad (2.30)$$

ここに、 $rep_c[-]$  は土砂化するのに必要な凍結融解回数である。式(2.30)は、間隙率が初め、 $n_x$  の値であったのが、凍結融解 1 回経験するごとに  $I_r$  の割合で徐々に増加し、凍結融解回数がある回数  $rep_c$  に達すれば、間隙率は  $n_c$  に達して風化花崗岩は土砂化するということを表す。

田上山地の風化花崗岩が土砂化するには、凍結融解を 10 回経験する必要があるという知見<sup>3)</sup>を用いて、凍結融解を経験する前の間隙率  $n_x$  の決定方法を考えるとともに、式(2.30)の妥当性を検討する。 $n_x$  は地表面下 0 ~ 10 cm の風化花崗岩の間隙率 0.29 と仮定し、 $n_c$  は 0.43 とする (図 2.21)。凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  は、間隙率、含水率の裸地斜面での測定結果<sup>3)</sup> (それぞれ 0.48, 0.4) を参考に飽和度を 83% とし、図 2.40a) より対応する  $I_r$  を読み取って 1.04 とする。これらより、土砂化するのに必要な凍結融解回数は

$$rep_c = \frac{\ln(n_c/n_x)}{\ln(I_r)} \cong 10.04 \quad (2.31)$$

と、約 10 回程度になることが分かる。従って、 $n_x$  としては、地表面下 0 ~ 10 cm の風化花崗岩の間隙率を用いればよいと推察される。また、式(2.30)からも、田上山地の風化花崗岩は凍結融解を 10 回ほど経験すれば土砂化するということが言えたため、本章で提案した土砂化モデルは妥当性を有すると思われる。ただし、凍結融解を 10 回経験すれば土砂化するという知見を導くにあたっては、凍結融解の過去の履歴が考慮されていない。これについては、第 4 章で検討する。また、式(2.30)は、あくまで滋賀県田上山地の風化花崗岩から導かれたものである。地質が異なれば岩の構造に大きな違いがあることから、このモデルがその他の地質の風化基岩にも適用できるか否か、別途検討する必要がある。この問題については第 5 章で取扱うこととする。

## 2.8 結語

本章では田上山地、ヒル谷源頭部、大黒谷ダム上流の裸地斜面で現地観測を行い、凍結融解による土砂化の実態を明らかにした。特に、田上山地の風化花崗岩については、間隙率および間隙径分布の深度分布を調べ、凍結融解による間隙構造の変化を明らかにした。さらに、田上山地の風化花崗岩を対象に実験を行い、間隙構造の変化特性について詳細に考察した。そして、風化花崗岩について土砂化モデルを提案した。

観測の結果、いずれの観測対象裸地斜面でも、凍結融解によって風化基岩が土砂化し、土粒子が風化基岩面から剥離される様子が確認された。また、田上山地の裸地斜面における観測の結果、間隙率は凍結融解によって徐々に増加し、土砂化直前には 0.43 と非常に大きな値となることが分かった。風化花崗岩の間隙径分布は、凍結融解によりほとんど変化しないが、土砂化した場合には、微小な間隙の割合が大きく増加し、また大きな間隙の量もわずかに増加することが分かった。

実験の結果、凍結融解を 1 回経験すると間隙率は 1.0 ~ 1.3 の割合で増加し、増加率は飽和度と正の相関関係にあることが分かった。また、霜柱の発生条件に関する実験から、水分供給量が豊富なほど、間隙率が大きいほど、霜柱は発生しやすいことが分かった。

最後に、観測および実験の結果から、田上山地の風化花崗岩の土砂化モデルを提案した。モデルの妥当性を検討した結果、本章で提案するモデルでも風化花崗岩の土砂化が十分に説明できる可能性のあることが分かった。ただし、このモデルはあくまで田上山地の風化花崗岩についてのモデルであって、直ちにその他の地質について適用することはできない。地質が異なる場合の土砂化モデルについては第 5 章で検討する。

## 参考文献

- 1) Suzuki, T., Kobayashi, Y. and Hachinohe, S.: Pore-size distribution of rock and its geomorphological significance, 地形 23(2), pp.257-286, 2002.
- 2) 西山賢一, 水上陽成, 小池克明, 松倉公憲: 風化による砂岩礫の間隙構造の時間変化, 応用地質 42(1), pp.2-14, 2001.
- 3) 堤大三, 藤田正治, 伊藤元洋, 手島宏之, 澤田豊明, 小杉賢一朗, 水山高久: 凍結融解による土砂生産に関する基礎的研究—田上山地裸地斜面における現地観測と数値シミュレーション—, 砂防学会誌 59(6), pp.3-13, 2007.
- 4) 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ: 琵琶湖周辺の花こう岩質岩体—その 5. 田上地域の花こう岩類, 地球科学 54, pp.380-392, 2000.
- 5) 気象庁 HP 気象統計情報: <http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html>
- 6) 加藤肇, 見城尚志, 高橋久: 図解・わかる電子回路, 講談社, pp.173-175, 1997.
- 7) Katsura, S., Kosugi, K., Yamamoto, N. and Mizuyama, T.: Saturated and unsaturated hydraulic conductivities and water retention characteristics of weathered granitic bedrock, Vadose Zone Journal 5(1), pp.35-47, 2006.
- 8) 小杉賢一朗: 森林の水源涵養・洪水緩和機能と土壌孔隙特性—森林土壌の孔隙特性が雨水流出に及ぼす影響, 水利科学 43(5), pp.29-41, 1999.
- 9) 産業技術総合研究所: 統合地質データベース 20 万分の 1 日本シームレス地質図 (URL: <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/index.html>).





### 第3章 凍結融解時の風化基岩内における熱移動と水分移動の解析

#### 3.1 概説

1.2.2 で述べたように、凍結融解による風化基岩の土砂化量を求めるにあたっては、凍結融解時の熱移動と水分移動を解析する必要がある。しかも、それぞれ独立に解析するのではなく、熱移動と水分移動を同時に解析することが重要である。なぜなら、風化基岩温度が変化して凍結融解が発生する時、間隙水が凍結融解して風化基岩の透水性が変化し、その結果、水分移動量が変化するためである。また、水分移動によって、熱の移流の発生とともに、含水量が変化することで凍結潜熱の発生量が変化し、これらが風化基岩温度の変動に影響するためである。

凍結融解時に熱移動と水分移動を同時に解析しなければならない理由をもう少し詳しく述べる。図 3.1 は熱移動と水分移動の相互関係を示した概念図である。まず、比熱、熱伝導率などの物性値がある値で、ある間隙構造を有する風化基岩を想定する。そして、風化基岩温度の初期条件、境界条件が任意の条件のもと、熱輸送が生じ、風化基岩温度が変化する。風化基岩温度が変化し、氷点下となれば、間隙水の凍結および体積膨張が起こる。すると間隙氷が水みちを塞ぐとともに、水の凍結膨張によって間隙が押し広げられて間隙が新たに発生することで、間隙構造が変化する。そして、風化基岩内の含水率の初期条件、境界条件が任意の条件のもと、間隙構造の変化に起因して透水性・保水性が変化し、凍結時に特有の水分移動が発生すると考えられる。例えば凍上現象や霜柱は、地下から地表面への水分移動によって発生する凍結時特有の現象である。水分移動があれば、それに伴う熱の移動があるために熱の移流が生じるのと、含水量が変化するので凍結潜熱の量が変化する。従って、熱の移流と凍結潜熱の発生が風化基岩内の熱の輸送に影響し、風化基岩温度の変化、さらに凍結融解の規模に影響する。以上より、凍結融解時における熱移動と水分移動の同時解析は重要であることが分かる。

熱移動と水分移動の解析は、Harlan<sup>1)</sup>を始めとして多くの研究者によって行われ<sup>2),3),4)</sup>、実験室や野外での凍上現象などの測定結果を用いて、モデルの有効性が確認されている。図 3.2 は図 3.1 の概念図に基づく、熱移動と水分移動の同時解析の方法である。なお、土壌温度の変動量は、熱の移流の与える影響がほとんどなく、熱伝導に支配されると述べられている<sup>5),6)</sup>。ただし、これらの解析は土壌を対象としたものが大多数を占め、岩を対象とした解析はほとんどないことと、凍結による透水性・保水性の変化を経験的に与えて計算しているという点で問題がある。凍結融解時における土壌の透水性・保水性の変化を表すものとして、例えば Taylor and Luthin<sup>7)</sup>によって、透水係数  $K$  [m / sec] と比水分容量  $C$  [1 / m] の比で定義される水分拡散係数  $D$  [1 / sec]

$$D = K / C \quad (3.1)$$

が含水率  $\phi$  [–] の関数になるとの仮定から、以下の式が提案されている；

$$D_{frozen} = D \cdot 10^{-10\phi} \quad (3.2)$$

ここに、 $D_{frozen}$  は凍結時の水分拡散係数である [1 / sec]。式(3.2)は、現在でも広く使われている。しかし、式(3.2)は Taylor and Luthin<sup>7)</sup>が実験に使用した土試料に対して求めた経験的な式であるため、風化基岩に対してそのまま使用するべきではない。また、透水性・保水性は間隙構造によって決まるために、凍結融解による

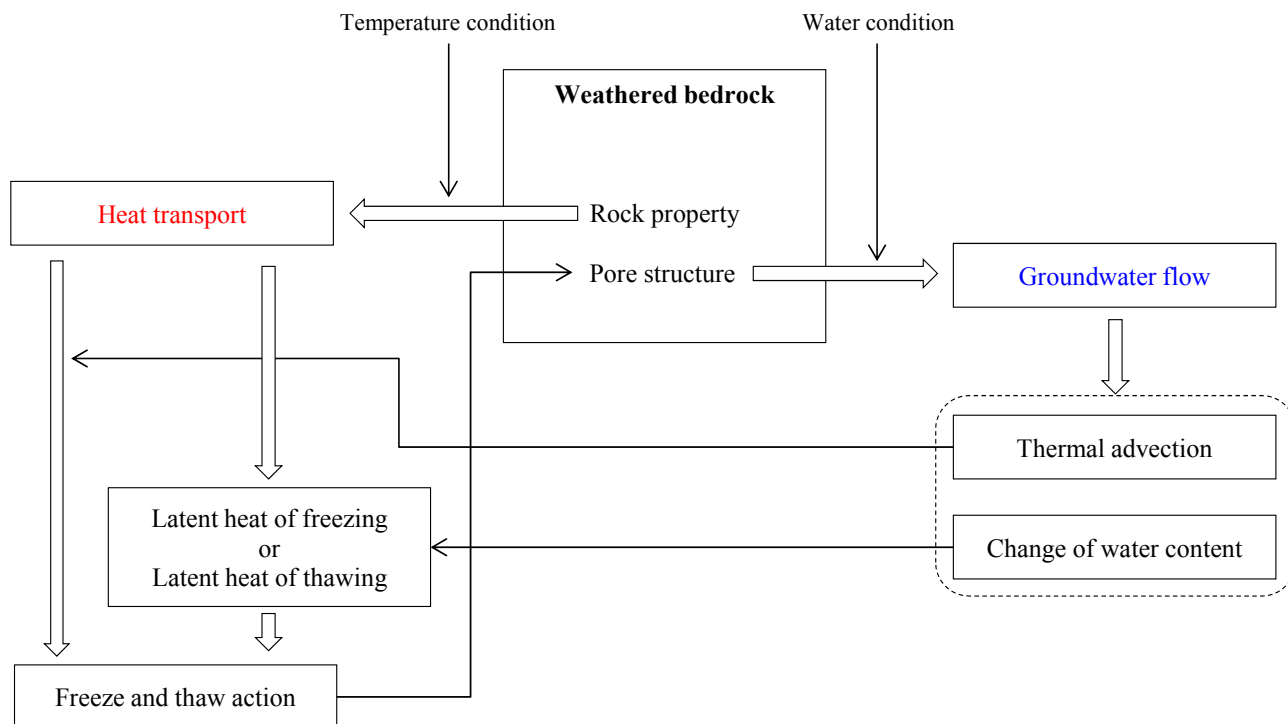


図 3.1 凍結融解時における風化基岩内および土壌内の熱移動と水分移動の相互作用

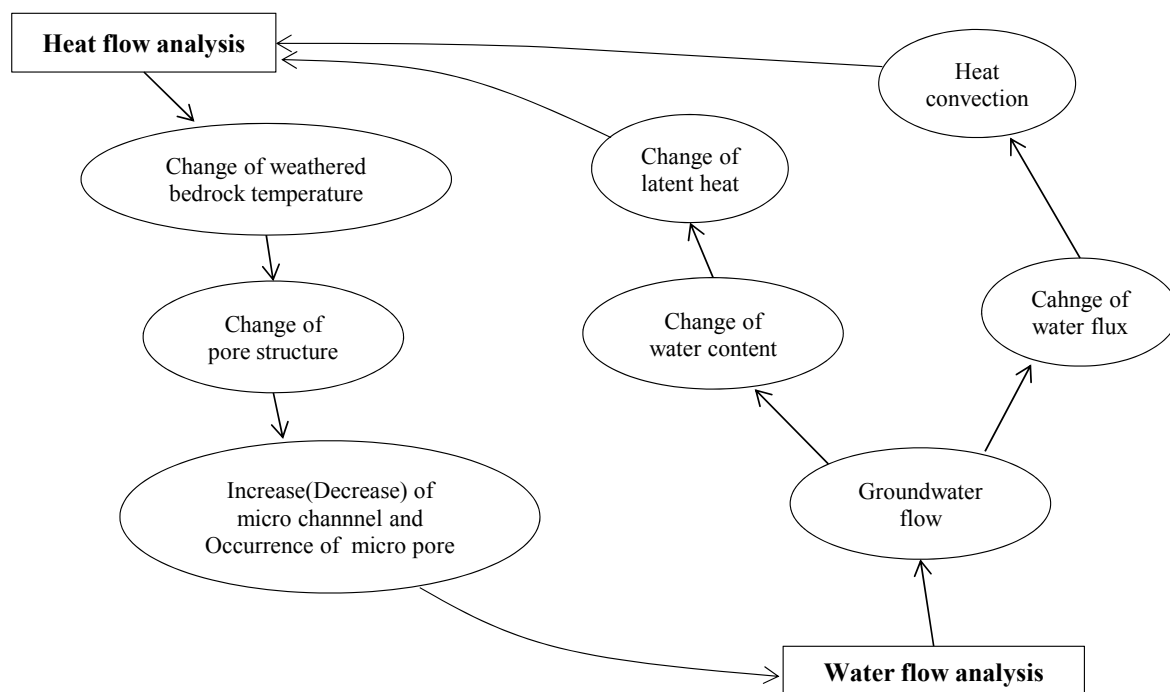


図 3.2 凍結融解時における風化基岩内および土壌内の熱移動と水分移動の同時解析の方法

間隙構造の変化をモデル化することで、その変化を表現することが本来ならば必要である。風化基岩を対象とした熱伝導解析は堤ら<sup>8)</sup>によって行われ、彼らの提案したモデルによって風化基岩温度の深度分布を推定することができる。しかし、この解析では水分移動が考慮されていない。

以上より、凍結融解時における風化基岩内の熱移動と水分移動の同時解析を行うには、克服すべき問題がいくつかあり、本章はこれら諸問題を取り扱う。3.2 では、熱移動と水分移動を同時解析するにあたって必要な数式を述べ、本研究で取り扱う問題を列挙する。そして残りの節(3.3~3.6)で順次、検討を行う。

### 3.2 熱移動と水分移動を同時解析するにあたっての諸問題

#### (1) 基礎式

熱移動と水分移動を解析する場合、基礎式として式(3.3)～(3.6)が必要となる。

$$\rho_G c_G \frac{\partial T_G}{\partial t} = \nabla \cdot (\lambda_G \nabla T_G) - \rho_w c_w \nabla \cdot (T_G \mathbf{u}) + \rho_i L_w \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot \mathbf{u} - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (3.4)$$

$$\mathbf{u} = K \nabla (\psi + z) = K \left( \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x}, \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial y}, \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} + 1 \right) \quad (3.5)$$

$$\phi = \text{func}(\theta, T_G) \quad (3.6)$$

ここに、 $\rho_G$  は風化基岩の密度[ kg / m<sup>3</sup> ],  $c_G$  は風化基岩の比熱[ J / kg / K ],  $T_G$  は風化基岩温度 [ °C ],  $t$  は時間 [ sec ],  $\nabla$  は ( $\partial/\partial x, \partial/\partial y, \partial/\partial z$ ),  $\lambda_G$  は風化基岩の熱伝導率 [ W / m / K ],  $\rho_w$  は水の密度[ kg / m<sup>3</sup> ],  $c_w$  は水の比熱[ J / kg / K ],  $\mathbf{u}$  は水の流速ベクトル[ m / s ],  $\rho_i$  は氷の密度[ kg / m<sup>3</sup> ],  $L_w$  は水の凍結潜熱[ J / kg ],  $\phi$  は含水率[ - ],  $\theta$  は含水率[ - ],  $K$  は不飽和透水係数[ m / s ],  $\psi$  は圧力水頭[ m ],  $z$  は深度[ m ]である。

式(3.3)は熱移動方程式であり、 $\Delta x$ ,  $\Delta y$ ,  $\Delta z$  のコントロールボリュームを考えた時、コントロールボリュームの熱エネルギーの時間変化 (左辺) は、熱伝導 (右辺第一項) および熱の移流 (右辺第二項) に起因するコントロールボリューム内への単位時間あたりの流入出熱エネルギー差と、コントロールボリューム内での間隙水の凍結もしくは融解に伴う単位時間あたりの潜熱量 (右辺第三項) により決まることを表す<sup>9)</sup>。熱の移流に関しては、Nixon<sup>5)</sup>や Fuchs and Campbell<sup>6)</sup>により凍結融解時には無視することができるとの知見がある。これらの研究では土を対象として解析していることと、水分フラックスが凍結層と融解層の境界面の移動速度に等しいという単純な仮定で解析しているなどの問題があるが、本研究では風化基岩についても熱の移流は無視できると仮定する。

式(3.4)は水分移動方程式であり、一般に風化基岩内は不飽和状態であると考えられるので、非定常不飽和の状態を想定した式形である。同式はコントロールボリュームを考えた時、コントロールボリューム内の水分量の時間変化 (左辺) は、コントロールボリューム内への単位時間あたりの流入出水分量 (右辺第一項) と、コントロールボリューム内での単位時間あたりの間隙水の相変化に伴う氷の変化量 (右辺第二項) により決まることを表す。式(3.5)は、間隙水の流速ベクトルであり、流速 (左辺) はピエゾ水頭の空間微分に依存することを表す。

式(3.6)は含水率 $\theta$  と含水率 $\phi$  , 風化基岩温度  $T_G$  の関係式であり、風化基岩温度が氷点下の場合に用いる式である。土壌については、氷点下の環境でも間隙水の一部は液体状で存在し、その量は温度の低下とともに指数関数的に減少することが明らかにされている<sup>4)</sup>。また、含水率が小さい場合、一般に間隙水は非常に微小な間隙に存在することになる。そして、微小な間隙に充填している間隙水は、後述するが凝固点降下によって氷となりにくい性質を持っている。従って含水率は少なくとも含水率と温度の関数となる。風化基岩は土とは構造が異なるため、上の知見が同様に適用できるとは断言できないが、本研究では風化基岩でも含水率は含水率と温度の関数と仮定する。

式(3.3)～(3.6)を同時に解くことで、原理的には風化基岩内の凍結融解時における熱移動と水分移動の同時解析を行うことができる。しかし、解析を実行する前に、以下に挙げる熱移動方程式の境界条件と、凍結時における間隙構造の変化のモデル化という課題を克服する必要がある。

## (2) 熱移動方程式の境界条件

風化基岩内の熱移動を解析する場合、式(3.3)の熱移動方程式を解くことになるが、境界条件として地表面温度を入力する必要がある。しかし、地表面温度は我が国では計測箇所が少なく、解析対象地が限定されてしまう。一方、気温や日射量などは気象庁等で長期にわたり全国的に計測されている。従って、一般に計測されているこれら気象データから風化基岩温度の深度分布が解析可能となれば、解析対象地が大幅に広がり、汎用性が向上する。ここで、大気と地中は地表面を介して熱エネルギーのやり取りをしていることに注目する。これは**地表面の熱収支式**として知られている。そこで、地表面の熱収支式と、地中の熱移動を組み合わせれば、一般的な気象データから温度分布が解析できる可能性がある。3.3 では一般的な気象データから風化基岩温度の深度分布を推定する方法について述べ、計算結果の妥当性を検討した。

## (3) 凍結融解による間隙構造の変化のモデル化

水分移動を解析する場合、式(3.4)の水分移動方程式と式(3.5)の流速ベクトルを解く必要がある。しかし、概説でも述べたように、凍結融解時における透水性と保水性の変化を考慮しなければならない。ここで、透水性と保水性は間隙構造によって決まることに注目する。これは、凍結融解による間隙構造の変化をモデル化すれば、凍結融解時の透水性と保水性を得ることができると予想されるからである。小杉<sup>10)</sup>によれば、間隙構造を間隙径分布でモデル化することで、間隙径分布から理論的に透水性と保水性を導出することができる。3.4 では、凍結融解による間隙径分布の変化を物理的にモデル化する。そして、凍結時の透水性と保水性を導出する。開発した凍結時の水分移動解析モデルによって、風化基岩の凍結時における水分挙動を検討する。さらに 3.5 では、凍結過程における熱移動方程式と水分移動方程式の同時解析の方法を述べる。そして凍結時における水分挙動を調べるとともに、水分移動が風化基岩温度の推定に与える影響を検討する。同時解析によって、霜柱の発生が説明できるようになる可能性がある。従って、霜柱の発生が起り得るような水分移動が発生するか否かについても検討する。

## 3.3 一般的な気象データを用いた風化基岩温度の推定方法

本節では、計測事例の少ない地表面温度を入力データとする代わりに、一般的に観測されている気象データを入力データとした、風化基岩温度の深度分布を推定する手法について述べる。なお、本節では、堤ら<sup>8)</sup>の提案している、水分移動および熱の移流を無視した熱伝導解析モデルを用いて、その手法を提案することとした。

風化基岩温度の変化は、地中と大気との熱エネルギーのやり取りの結果として決まると考えられる。つまり、大気から地中に入る熱エネルギーと、地中から大気へ放出される熱エネルギーの差が、地中温度の変化に費やされる。換言すれば、地中へ入る熱エネルギー、大気へ放出される熱エネルギーおよび地中温度変化に費やされる熱エネルギーの間には連続式が成り立つ。これは地表面の熱収支式として広く知られている。従って、地表面の熱収支式を、一般的に観測されている気象データを変数として含むように表現し、これと熱伝導方程式を組み合わせれば、風化基岩温度の時系列変化を推定することができると考えられる。

ただし、本研究で対象とする場合は裸地斜面である。斜面の向きが南向きの方が、北向きよりも日射量が多いことが経験的に知られているように、斜面の勾配や向きによって入射する日射量（以下、**斜面日射量**と呼ぶ）が異なり、風化基岩温度の推定に大きな影響を与えられとされる。そこで、斜面日射量を求める方法について述べる。斜面日射量を求めるにあたっては、一般に観測されている、水平面に対する日射量（以下、

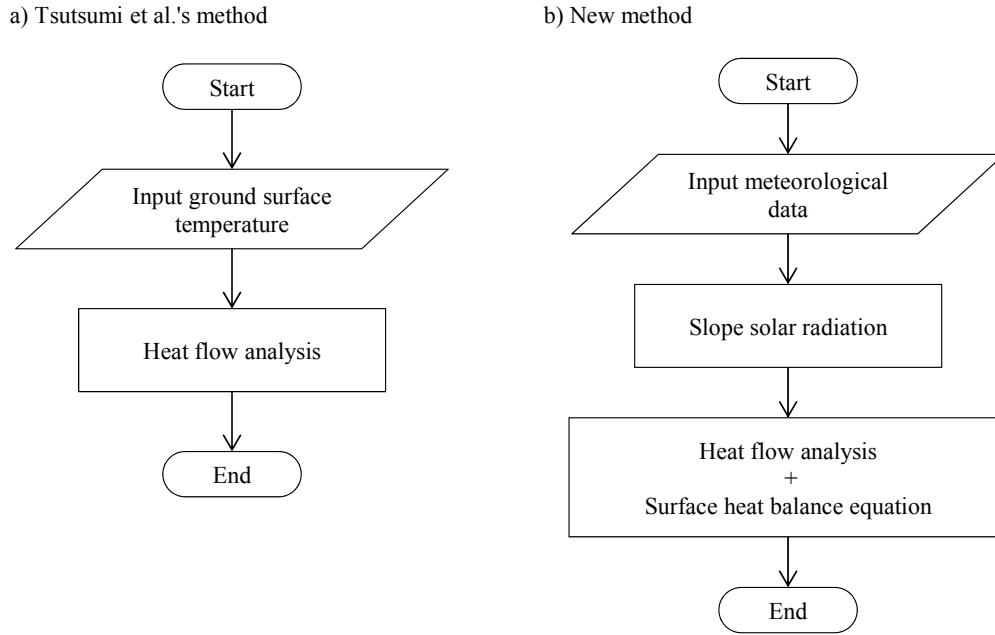


図 3.3 風化基岩温度を推定する解析手順：a) 堤ら<sup>8)</sup>の手順，b) 本節で提案する手順

水平面日射量と呼ぶ) から幾何学的に推定する方法をとった。

本節で考える解析手順を，堤ら<sup>8)</sup>のそれと対比して簡単に示すと図 3.3 のようになる。詳細な解析手順は 3.3.1 (4) で述べる。以下，一般的な気象データから風化基岩温度を推定する方法を述べ，方法の妥当性を検証する。

### 3.3.1 解析方法

まず，本節で用いる堤ら<sup>8)</sup>の熱伝導解析モデルを述べ，次に熱伝導解析モデルと地表面の熱収支式を組み合わせた解析方法を述べる。続いて，斜面日射量の計算方法を述べ，計算条件と具体的な計算手順を述べる。3.3.2 で計算結果を考察する。

#### (1) 熱伝導解析モデル

堤ら<sup>8)</sup>の提案した熱伝導モデルで用いる基礎式は式(3.7)～(3.9)である。式(3.7)は式(3.3)で移流項を省き，深度方向の熱伝導のみを対象とした 1 次元熱伝導方程式である。式(3.8)は，式(3.4)で水の流速ベクトル  $\mathbf{u}$  を 0 とおき，時間  $t$  で積分して得られる含水率  $\theta$  と含氷率  $\phi$  の質量保存則である。

$$\rho_G c_G \frac{\partial T_G}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_G \frac{\partial T_G}{\partial z} \right) + \rho_i L_w \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (3.7)$$

$$\rho_w \theta + \rho_i \phi = \rho_w \theta_0 \quad (3.8)$$

ここに， $\theta_0$  は初期含水率[－]である。式(3.8)は，水の量  $\rho_w \theta$  と氷の量  $\rho_i \phi$  の和が，常に初期に与えた水の量  $\rho_w \theta_0$  に等しいことを示す。

含氷率  $\phi = 0$ ，つまり凍結が発生しないときには，未知数は風化基岩温度  $T_G$  のみであり，式(3.7)で間隙水の凍結潜熱の項  $\rho_i L_w \frac{\partial \phi}{\partial t}$  を除いたものを解けば，風化基岩温度  $T_G$  の時系列変化が得られる。しかし，含氷率  $\phi > 0$  となって凍結が発生する場合には，未知数が風化基岩温度  $T_G$ ，含水率  $\theta$ ，含氷率  $\phi$  の三つとなり，風化基岩温度  $T_G$  の時系列変化を得るためには式(3.7)，式(3.8)の他にもう一つ式が必要である。そこで堤らは，

含水率 $\phi$ を、初期含水率 $\theta_0$ と風化基岩温度 $T_G$ の関数として表した式(3.9)を用いている。堤らは、式(3.9)を、Jame and Norum<sup>9)</sup>が土を対象とした実験から求めた土壤温度と含水率の関係を参考として設定している。

①  $\theta_0 \leq 0.29$  の場合；

$$\phi = \begin{cases} 0.0 & (T_G \geq (\theta_0 - 0.35)/0.6) \\ \theta_0 - (0.6T_G + 0.35) & ((\theta_0 - 0.35)/0.6 > T_G > -0.583) \\ \theta_0 & (-0.583 \geq T_G) \end{cases} \quad (3.9a)$$

②  $\theta_0 > 0.29$  の場合；

$$\phi = \begin{cases} 0.0 & (T_G \geq 0.0) \\ -10.0 \times (\theta_0 - 0.29)T_G & (0.0 > T_G \geq -0.1) \\ \theta_0 - (0.6T_G + 0.35) & (-0.1 > T_G > -0.583) \\ \theta_0 & (-0.583 \geq T_G) \end{cases} \quad (3.9b)$$

図 3.4 に、式(3.9)に初期含水率 $\theta_0$ として 0.1, 0.2, 0.3, 0.4 を代入して得られる風化基岩温度と含水率の関係を示す。また、図 3.4 には、Jame and Norum<sup>7)</sup>が実験により得た土壤温度と含水率の関係も参考として示す。例えば、初期含水率 $\theta_0 = 0.1$ の場合は、式(3.9a)が適用され、風化基岩温度 $T_G \geq (0.1 - 0.35)/0.6 \approx -0.417^\circ\text{C}$ では含水率 $\phi = 0.0$ である。そして $-0.417^\circ\text{C} > T_G > -0.583^\circ\text{C}$ では、風化基岩温度 $T_G$ が低下するにつれて、傾き-0.6の割合で含水率 $\phi$ は増加し、風化基岩温度 $T_G \geq -0.583^\circ\text{C}$ では含水率 $\phi$ は初期含水率 $\theta_0$ に等しくなる。初期含水率 $\theta_0 = 0.2$ の場合も式(3.9a)が適用され、風化基岩温度 $T_G \geq (0.2 - 0.35)/0.6 \approx -0.25^\circ\text{C}$ では含水率 $\phi = 0.0$ である。 $-0.25^\circ\text{C} > T_G > -0.583^\circ\text{C}$ では、風化基岩温度 $T_G$ が低下するにつれて、傾き-0.6の割合で含水率 $\phi$ は増加し、風化基岩温度 $T_G \geq -0.583^\circ\text{C}$ では含水率 $\phi$ は初期含水率 $\theta_0$ に等しくなる。

初期含水率 $\theta_0 = 0.3$ の場合は、式(3.9b)が適用される。風化基岩温度 $T_G \geq 0.0^\circ\text{C}$ では含水率 $\phi = 0.0$ である。そして $0.0^\circ\text{C} > T_G \geq -0.1^\circ\text{C}$ では、風化基岩温度 $T_G$ が低下するにつれ、傾き $(-10.0 \times (0.3 - 0.29)) = -0.1$ の割合で含水率 $\phi$ は増加する。さらに、 $-0.1^\circ\text{C} > T_G > -0.583^\circ\text{C}$ では、風化基岩温度 $T_G$ が低下するにつれて、傾き-0.6の割合で含水率 $\phi$ は増加し、風化基岩温度 $T_G \geq -0.583^\circ\text{C}$ では含水率 $\phi$ は初期含水率 $\theta_0$ に等しくなる。初期含水率 $\theta_0 = 0.4$ の場合も式(3.9b)が適用される。風化基岩温度 $T_G \geq 0.0^\circ\text{C}$ では含水率 $\phi = 0.0$ で、 $0.0^\circ\text{C} > T_G \geq -0.1^\circ\text{C}$ では、風化基岩温度 $T_G$ が低下するにつれ、傾き $(-10.0 \times (0.4 - 0.29)) = -0.2$ の割合で含水率 $\phi$ は増加する。さらに、 $-0.1^\circ\text{C} > T_G > -0.583^\circ\text{C}$ では、風化基岩温度 $T_G$ が低下するにつれて、傾き-0.6の割合で含水率 $\phi$ は増加し、風化基岩温度 $T_G \geq -0.583^\circ\text{C}$ では含水率 $\phi$ は初期含水率 $\theta_0$ に等しくなる。

Jame and Norum<sup>9)</sup>の関係から分かるのは、含水率 $\phi$ が風化基岩温度 $T_G$ の関数となることである。換言すれば、凍結した土壌中には、不凍水と呼ばれる液体状の間隙水が間隙水と共存し、不凍水の量が風化基岩温度 $T_G$ の低下と共に少なくなる。これは、バルクの水（表面張力などの界面効果が無視できる水）の凝固点は $0^\circ\text{C}$ であり、 $0^\circ\text{C}$ を下回れば全て氷となるという一般的な知見とは異なる。その理由は、間隙水の凝固点降下であると考えられる。間隙水の凝固点が $0^\circ\text{C}$ を下回ることについては、3.4～3.6で扱う凍結時の水分移動解析を行う上でも重要な知見であるため、詳しく説明しておく。

凝固点降下が生じる原因としては、間隙水中の溶質、毛管現象により吸い上げられた水に形成されるメニスカス、粘土粒子表面の吸着力場の3つが挙げられる<sup>12)</sup>。

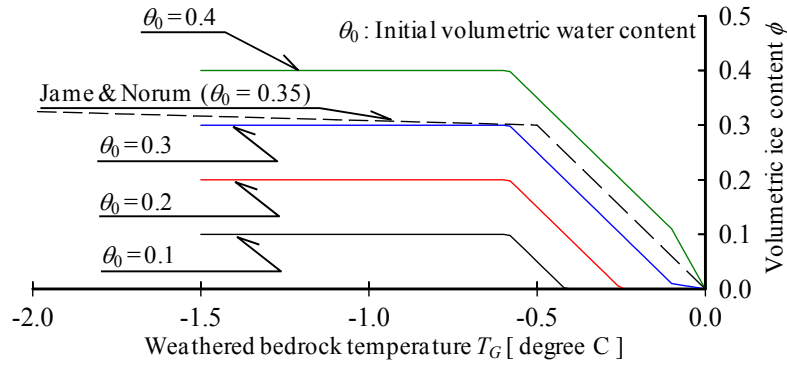
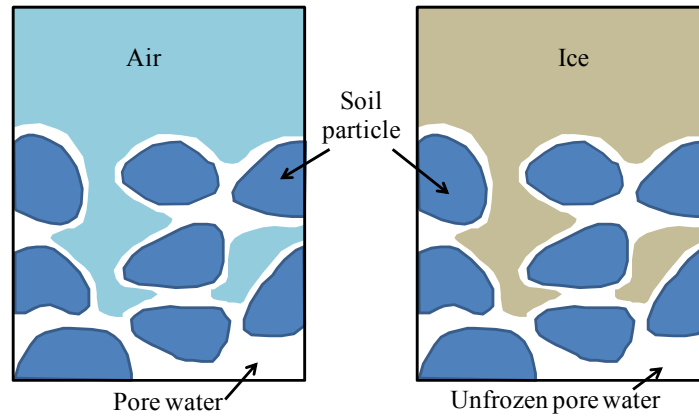
間隙水中の溶質による凝固点降下量 $\Delta T_{f1}$  [ $^\circ\text{C}$ ]は、式(3.10)で表される。

$$\Delta T_{f1} = E_f \eta \quad (3.10)$$

ここに、 $E_f$ はモル凝固点降下量 [ $^\circ\text{C}/(\text{mol}/\text{kg})$ ]、 $\eta$ は溶質の重量モル濃度 [ $\text{mol}/\text{kg}$ ]である。式(3.10)から分かるように、溶質の濃度が高いほど凝固点降下量は大きい。

毛管現象により吸い上げられた水に形成されたメニスカスによる凝固点降下量 $\Delta T_{f2}$  [ $^\circ\text{C}$ ]は、式(3.11)で表さ



図 3.4 含水率 $\phi$ と風化基岩温度 $T_G$ との関係図 3.5 含水率が同じ場合における間隙水と不凍水の分布 (Black and Tice<sup>11)</sup>より)

れる。

$$\Delta T_{f2} = 2(T_b + 273)e_{iw}/\rho_w L_w r \quad (3.11)$$

ここに、 $T_b$  はバルクの水の凍結温度[ $^{\circ}\text{C}$ ]、 $e_{iw}$  は氷・不凍水間の界面自由エネルギー密度[ $\text{erg}/\text{m}$ ]、 $\rho_w$  は水の密度[ $\text{kg}/\text{m}^3$ ]、 $L_w$  は水の凍結潜熱[ $\text{J}/\text{kg}$ ]、 $r$  は間隙径[ $\text{m}$ ]である。式(3.11)から分かるように、間隙径 $r$ が小さいほど凝固点降下量は大きい。

粘土粒子表面の吸着力場による凝固点降下量 $\Delta T_{f3}$ [ $^{\circ}\text{C}$ ]は、式(3.12)で表される。

$$\Delta T_{f3} = E_f \eta_0 \exp(-eR_v/B_c(T_G + 273)) \quad (3.12)$$

ここに、 $\eta_0$  はバルク溶液の濃度[ $\text{mol}/\text{kg}$ ]、 $e$  は陽イオンの電荷 ( $= 1.6 \times 10^{-19} \text{ C}$ )、 $R_v$  はバルク溶液に対する相対電位[ $\text{V} (= \text{J}/\text{C})$ ]、 $B_c$  はボルツマン定数 ( $= 1.38 \times 10^{-23} \text{ J}/\text{K}$ ) である。粘土粒子表面の吸着力場による凝固点降下は以下のように説明される<sup>12)</sup>。粘土粒子表面が水に接するとイオンが解離し、粘土粒子表面が負に帯電することになる。すると、粘土粒子表面に水の陽イオンが集まり、式(3.13)で示されるような陽イオン濃度 $\eta_a$ の分布（電気二重層）が形成される；

$$\eta_a = \eta_0 \exp(-eR_v/B_c(T_G + 273)) \quad (3.13)$$

粘土粒子の表面は負に帯電しているので、バルク溶液に対する相対電位 $R_v$ も負の値となり、 $\eta_a$ はバルク溶液の濃度 $\eta_0$ よりも大きな値をとる。また、陽イオン濃度は粘土粒子表面で大きくなるため、表面近くに吸着されている水の凝固点降下量は大きくなることになる。従って、粘土粒子が集まって形成される微小な間隙内の水は、大きな凝固点降下が生じているものと推察される。

まとめると、風化基岩および土壌が凍結した場合、間隙水の溶質の濃度が高いほど、土粒子表面近くに位置する水ほど、凝固点降下量が大きく、不凍水として存在しやすいと考えられる。また、土粒子表面近くに位置する水ほど不凍水として存在しやすいということから、微小な間隙に充填している間隙水もまた、不凍水として存在していると予想される。

不凍水の存在については、Black and Tice<sup>11)</sup>が土を対象として行った実験および理論的考察で確認している。以下、Black and Tice<sup>11)</sup>らによって得られた知見を概説する。Black and Tice は、同一密度の土に関して、氷点下における不凍水含有率と、氷点以上における含水率が等しい場合、両者の間隙水分分布はほぼ同じであるということを示した。図 3.5 はこれを示した概念図であり、大きな間隙に入っている水や土粒子表面から離れたところに位置する水は凍結するが、土粒子表面の水は不凍水として存在していることを示している。彼らは図 3.5 を導くにあたり、まず、凍結時における土の不凍水含有率  $\theta$  をパルス NMR という器械により測定し、不凍水含有率  $\theta$  と土の温度  $T_G$  の関係 ( $\theta - T_G$  関係) を得た。そして、同一の土に対して pF 試験を行い、水分特性曲線 ( $\theta - \psi$  関係) を求め、 $\theta - T_G$  関係と  $\theta - \psi$  関係を比較した。ただし、 $\theta - T_G$  関係と  $\theta - \psi$  関係を比較するためには、風化基岩温度  $T_G$  と圧力水頭  $\psi$  を関係づける必要がある。彼らは理論的な考察によって、風化基岩温度  $T_G$  と圧力水頭  $\psi$  の関係 ( $T_G - \psi$  関係) を導出しており、これを以下に説明する。

まず、間隙水圧  $P_w$  [Pa] と間隙内の空気圧  $P_a$  [Pa] の差  $P_{wa}$  [Pa] を

$$P_{wa} = P_w - P_a = P_w \quad (3.14)$$

と表す。ただし、彼らは、 $P_a$  は大気圧に等しく、0 Pa と仮定している。

圧力水頭  $\psi$  は、式(3.14)を水の単位体積重量  $\rho_w g$  で除したものである；

$$\psi = P_w / \rho_w g \quad (3.15)$$

さらに間隙水圧  $P_w$  と間隙氷の圧力  $P_i$  [Pa] の差  $P_{wi}$  [Pa] を

$$P_{wi} = P_w - P_i \quad (3.16)$$

と表す。ここで、間隙水に溶質が含まれない場合は、以下のクラウジウス・クラペイロンの式により間隙水圧  $P_w$ 、間隙氷の圧力  $P_i$ 、風化基岩温度  $T_G$  を関係づけることができる；

$$P_w - \frac{P_i}{\gamma_i} = \frac{L_w}{273} T_G \quad (3.17)$$

ここに  $\gamma_i$  は氷の比重 [ - ] である。式(3.17)を用いて式(3.16)中の  $P_i$  を消去すると、間隙水圧と間隙氷の圧力の差  $P_{wi}$ 、間隙水圧  $P_w$ 、風化基岩温度  $T_G$  の間に次式の関係が成り立つ；

$$P_{wi} = \frac{L_w}{273} T_G - (\gamma_i - 1) P_w \quad (3.18)$$

ここで彼らは、間隙水圧と間隙氷の圧力の差  $P_{wi}$  と間隙水圧  $P_w$  の関係を、理論的考察によって式(3.19)のように導いた。なお、彼らは式(3.19)を導出するにあたり、土を砂質土のように毛管作用が卓越するものと、粘性土のように土粒子の表面での吸着力が卓越するものとに分けて考えている。

①毛管作用の卓越した土の場合

$$P_w = (\sigma_{wa} / \sigma_{wi}) \cdot P_{wi} = 2.2 P_{wi} \quad (3.19b)$$

②吸着水の卓越した土の場合

$$P_w = P_{wi} \quad (3.19b)$$

ここで、 $\sigma_{wa}$  は空気に対する水の表面張力 [N / m]、 $\sigma_{wi}$  は氷に対する水の表面張力 [N / m] である。 $\sigma_{wa} / \sigma_{wi}$  は物理試験から得られた結果をもとに 2.2 としている<sup>11)</sup>。そして、式(3.19)を式(3.18)に代入して整理し、間隙水圧と間隙氷の圧力の差  $P_{wi}$  と風化基岩温度  $T_G$  の関係を式(3.20)のように導いた。

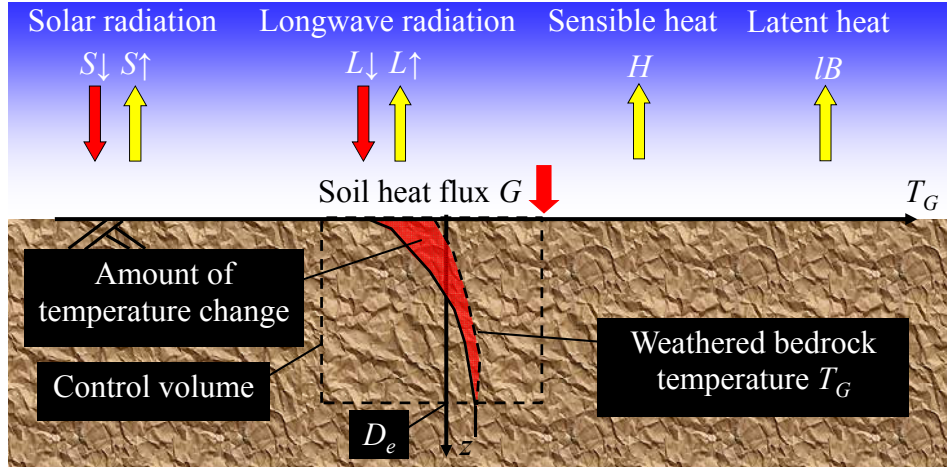


図 3.6 地中を検査領域とした熱収支

①毛管作用の卓越した土の場合

$$P_{wi} \approx 1110T_G \quad (3.20a)$$

②吸着水の卓越した土の場合

$$P_{wi} \approx 1110T_G \quad (3.20b)$$

さらに式(3.20)を式(3.19)に代入し、式(3.15)の関係を用いれば、風化基岩温度と圧力水頭の関係 ( $T_G - \psi$  関係) が以下ようになる；

①毛管作用の卓越した土の場合

$$\psi = (2.2 \times 1110T_G) / \rho_w g \quad (3.21a)$$

②吸着水の卓越した土の場合

$$\psi = 1110T_G / \rho_w g \quad (3.21b)$$

例えば、毛管作用の卓越する土を想定し、土の温度が $-1^\circ\text{C}$ であるとする。また水の密度 $\rho_w = 1.0 \text{ kg} / \text{m}^3$ とする。すると、式(3.21a)より圧力水頭 $\psi$ は $\psi = (2.2 \times 1110 \times (-1)) / 1.0 / 9.8 = -249 \text{ m}$ となる。これは、 $-5^\circ\text{C}$ の状態にある粘性土の不凍水分分布が、土の圧力水頭を $-249 \text{ m}$ に設定したときの間隙水分分布と同様であるということを表している。

## (2) 地表面の熱収支式を応用した風化基岩内温度の推定方法

次に、地表面の熱収支式と堤らの熱伝導解析モデルを組み合わせ、風化基岩温度を推定する方法を述べる。その前に、地表面の熱収支式の概要を述べておく。地表面の熱収支式は、地表面から地中深くの熱伝導を無視できる深さ  $D_e$  [ m ] までを検査領域とし (図 3.6)、検査領域における熱エネルギーの流入を定式化したものである。地表面の熱収支式は式(3.22)で表される。

$$S \downarrow - S \uparrow + L \downarrow - L \uparrow = H + IE + G \quad (3.22)$$

ここに、 $S \downarrow$ は下向き短波放射 (水平面日射量) [  $\text{W} / \text{m}^2$  ],  $S \uparrow$ は上向き短波放射 [  $\text{W} / \text{m}^2$  ],  $L \downarrow$ は下向き長波放射 (大気放射) [  $\text{W} / \text{m}^2$  ],  $L \uparrow$ は上向き長波放射 (地球放射) [  $\text{W} / \text{m}^2$  ],  $H$ は顕熱 [  $\text{W} / \text{m}^2$  ],  $IE$ は蒸発潜熱 [  $\text{W} / \text{m}^2$  ],  $G$ は地中伝導熱 [  $\text{W} / \text{m}^2$  ]である。

以下、式(3.22)の各項について概説する。水平面日射量  $S \downarrow$ は、太陽から供給される熱エネルギーであり、太陽から直接入射する成分 (直達日射量) と、大気で散乱した後に入射する成分 (散乱日射量) の和の鉛直方向成分である。上向き短波放射  $S \uparrow$ は、水平面日射量  $S \downarrow$ の一部が地中へ入らずに地表面で反射された成分で、

反射日射量とも呼ばれる。水平面日射量に対する上向き短波放射の割合として定義される、**地表面のアルベド**を  $ref(0 \leq ref \leq 1)[-]$  とすると、上向き短波放射  $S\uparrow$  は水平面日射量  $S\downarrow$  を用いて

$$S\uparrow = ref \cdot S\downarrow \quad (3.23)$$

で表される。

下向き長波放射  $L\downarrow$  は、大気中の水蒸気、二酸化炭素、オゾンなどの気体が放出する赤外放射である。上向き長波放射  $L\uparrow$  は、地表面から放出される赤外放射である。 $L\downarrow$ 、 $L\uparrow$  はステファン・ボルツマンの法則より下式で表される；

$$L\downarrow = \varepsilon \cdot s_b T_a^4 \quad (3.24)$$

$$L\uparrow = s_b T_{G0}^4 \quad (3.25)$$

ここに、 $\varepsilon$  は気温、水蒸気量、雲の種類や雲量から決まる係数[-]、 $s_b$  はステファン・ボルツマン定数 ( $=5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$ )、 $T_a$  は気温 [ $^{\circ}\text{C}$ ]、 $T_{G0}$  は地表面温度 [ $^{\circ}\text{C}$ ] である。

顕熱  $H$  は、空気の乱流によって運ばれる熱エネルギーであり、気温よりも地表面温度が高ければ上向きに、逆に地表面温度が低ければ大気から地中へ熱エネルギーが輸送される。蒸発潜熱  $IE$  は、地中の液体水が蒸発する時に発生する熱エネルギーであり、上向きを正とする。 $H$ 、 $IE$  はバルク式より下式で表される；

$$H = c_{air} \rho C_H U (T_{G0} - T_a) \quad (3.26)$$

$$IE = l \rho C_H U (q_{sat} - q) \quad (3.27)$$

ここに、 $c_{air} \rho$  は空気の体積熱容量 (1 気圧、 $20^{\circ}\text{C}$  で  $1.21 \times 10^3 \text{ J/K/m}^3$ )、 $C_H$  はバルク係数 [-]、 $U$  は風速 [ $\text{m/s}$ ]、 $l$  は水の気化潜熱 [ $\text{J/kg}$ ]、 $\rho$  は空気の密度 [ $\text{kg/m}^3$ ]、 $q_{sat}$  は飽和比湿 [-]、 $q$  は比湿 [-] である。ただし、凍結融解が発生するような低温環境下では、飽和水蒸気圧が小さく、地表面からの蒸発量は少ないと考えられることから、蒸発潜熱  $IE$  を無視する。

地中伝導熱  $G$  は、風化基岩温度を変化されるのに費やされる熱エネルギーであり、正の値であれば風化基岩温度が上昇、負の値であれば風化基岩温度が低下することになる。以上が地表面の熱収支式の概要である。次に、地表面の熱収支式と、3.3.1(1)で述べた風化基岩温度の推定モデルとを組み合わせ、一般的な気象データから風化基岩温度を推定することを考える。まず、風化基岩温度の変化に関わるのは地中伝導熱  $G$  であるから、地中伝導熱  $G$  を一般的な気象データの関数として表す。蒸発潜熱  $IE$  の項は上述の様に無視することとして、式(3.22)に式(3.23)~(3.26)を代入して地中伝導熱  $G$  について整理すると、

$$G = (1 - ref) S\downarrow + \varepsilon s_b T_a^4 - s_b T_{G0}^4 - c_{air} \rho C_H U (T_{G0} - T_a) - l \rho C_H U (q_{sat} - q) \quad (3.28)$$

となる。

一方、地中伝導熱  $G$  は、風化基岩温度の深度分布の変化と、水の凍結による潜熱の発生量から次式のようにも表される；

$$G = \int_0^{De} \frac{d(c_G \rho_G T_G)}{dz} dz - \int_0^{De} \frac{d(\rho_i L_w \phi)}{dz} dz \quad (3.29)$$

式(3.28)、(3.29)より地中伝導熱  $G$  を消去して

$$\int_0^{De} \frac{d(c_G \rho_G T_G)}{dz} dz - \int_0^{De} \frac{d(\rho_i L_w \phi)}{dz} dz = (1 - \alpha) S\downarrow + \varepsilon \sigma T_a^4 - \sigma T_{G0}^4 - c_{air} \rho C_H U (T_{G0} - T_a) \quad (3.30)$$

となる。式(3.30)の左辺は、地表面温度  $T_{G0}$  が与えられれば、これを境界条件として式(3.7)~(3.9)を解くことで求めることができる。式(3.30)の右辺も、地表面温度  $T_{G0}$  が与えられ、 $\varepsilon$  が決定できれば、一般的な気象データである水平面日射量  $S\downarrow$ 、気温  $T_a$ 、風速  $U$  より求めることができる。地表面温度  $T_{G0}$  が両辺に含まれているため、繰り返し計算により、両辺が等しくなるような地表面温度  $T_{G0}$  を見つけることで、風化基岩温度の深度分布を求めることができる。ここで問題となるのが、 $\varepsilon$  の値である。図 3.7 は有効水蒸気総量、雲の状態

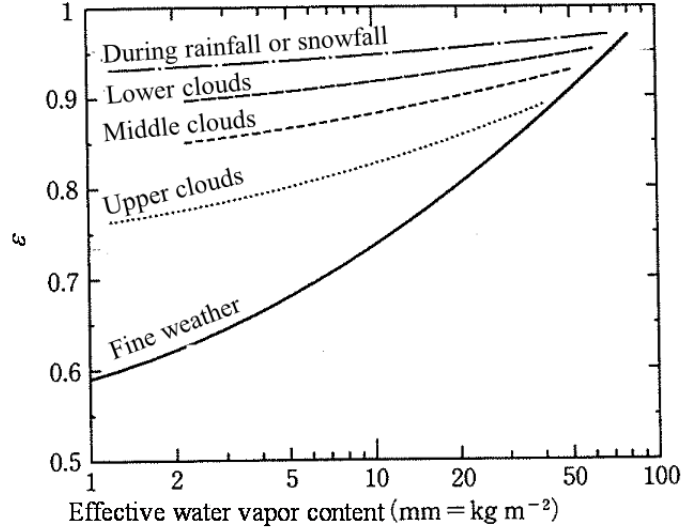


図 3.7 有効水蒸気総量，雲の状態と $\varepsilon$ の関係(近藤<sup>13)</sup>から引用したものに加筆)

と $\varepsilon$ の関係である<sup>13)</sup>。有効水蒸気総量は大気中の水蒸気量を表す。図 3.7 を見ると、 $\varepsilon$ は有効水蒸気総量と正の相関があり、従って、大気中の水蒸気量が多いほど、 $\varepsilon$ は大きくなることが分かる。また、降雨降雪時や低層雲がある場合、 $\varepsilon$ は 0.9 ~ 0.95 と高く、中層雲、高層雲と、雲の位置が高くなるにつれて $\varepsilon$ は小さくなる。快晴時にはさらに $\varepsilon$ は小さくなることが分かる。このように、 $\varepsilon$ は、雲の位置と大気中の水蒸気量によって大きく変わるので、 $\varepsilon$ の決定のためには雲の位置と大気中の水蒸気量の時間変化を知る必要がある。しかしながら、雲の位置の観測例はほとんどなく、正確な値を決定することは一般に困難である。そこで、本研究では、実際とは異なるものの、計算期間で $\varepsilon$ は一定値と仮定することとした。具体的には、 $\varepsilon$ の値を様々に変えて熱伝導方程式と地表面の熱収支式を解いた時に得られる、地表面温度の推定値の時系列変化  $T_{G0\varepsilon}(t)$ と、地表面温度の観測値の時系列変化  $T_{G0}(t)$ との偏差平方和を計算し、さらにその平方根  $DEV[^\circ\text{C}]$ (式(3.31))を求める。そして、 $DEV$ が最も小さい時の値とした。

$$DEV = \sqrt{\sum_{t=0}^{t_{\max}} \{T_{G0\varepsilon}(t) - T_{G0}(t)\}^2} \quad (3.31)$$

ここに、 $t_{\max}$ は計算時間の最大値 [sec]である。

### (3) 斜面日射量の計算

一般に、観測される日射量は水平面に対する日射量(水平面日射量)であり、任意の勾配と向きを持つ斜面に入射する斜面日射量とは異なる。ここでは、水平面日射量の実測値  $S\downarrow$ から斜面日射量  $S_{\zeta}\downarrow$ を得る方法について述べる。具体的には、快晴時の水平面日射量  $J_h$ と快晴時の斜面日射量  $J_{\zeta}$ が理論的に求められることを応用し、 $J_h$ と  $J_{\zeta}$ の比  $J_{\zeta}/J_h$ を水平面日射量  $S\downarrow$ に掛けて斜面日射量  $S_{\zeta}\downarrow$ を得ることとした。

まず、快晴時の斜面日射量  $J_{\zeta}$ を決定するためには、太陽の位置および斜面に直接入射する日射の入射角を求める必要がある(図 3.8)。太陽の位置を表すパラメータとして太陽高度  $h[^\circ]$ 、太陽方位角  $A_{\text{sun}}[^\circ]$ があるが、これらは下式のように幾何学的に表現される<sup>14)</sup>。

$$\sin h = \sin N_l \sin \delta + \cos N_l \cos \delta \cos a_l \quad (3.32)$$

$$\sin A_{\text{sun}} = \frac{\cos \delta \sin a_l}{\cos h} \quad (3.33)$$

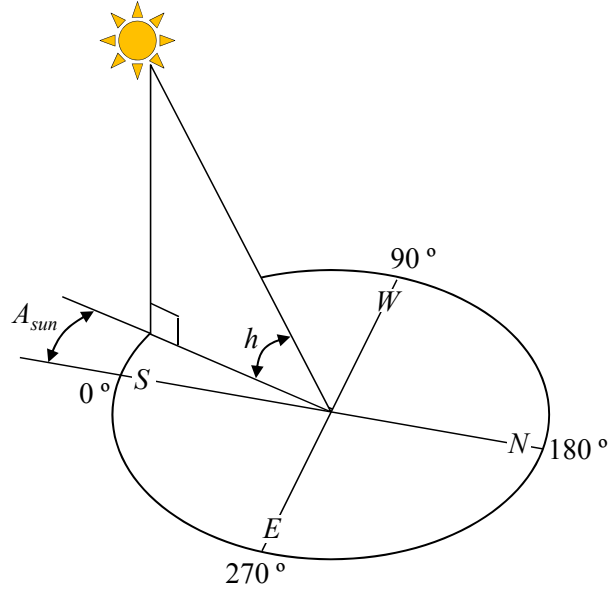
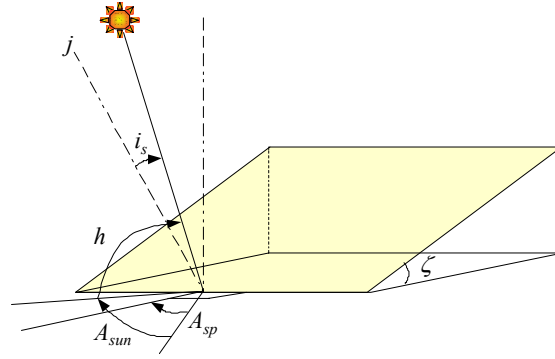
図 3.8 太陽高度  $h$  と太陽方位角  $A_{sun}$  による太陽位置の表示

図 3.9 斜面入射角を表す各パラメータ

$$\cos A_{sun} = \frac{\sin h \sin N_l - \sin \delta}{\cos h \cos N_l} \quad (3.34)$$

ここに,

$$\delta = 23.45 \sin(0.01766 a_y - 1.3988) \quad (3.35)$$

$$a_t = 15(JST - 12) + E_l - 135 + \frac{e_t}{4} \quad (3.36)$$

$$e_t \approx 9.8 \sin(0.034332 a_y - 2.7976) - 7.6 \cos(0.01716 a_y - 1.1370) \quad (3.37)$$

ここに,  $N_l$  は北緯  $[\circ]$ ,  $\delta$  は日赤緯  $[\circ]$ ,  $a_t$  は時角  $[\circ]$ ,  $e_t$  は均時差  $[\circ]$ ,  $JST$  は日本標準時  $[\text{hr}]$ ,  $E_l$  は東経  $[\circ]$ ,  $a_y$  は1月1日からの日数 $[-]$ である。日時 ( $a_y$  で表現する), 地点 ( $N_l$ ,  $E_l$  で表現する) を指定すれば, 式(3.32) ~ (3.37)より太陽高度  $h$  と太陽方位角  $A_{sun}$  を決定することができる。以上より, 斜面に直接入射する日射の入射角  $i_s$   $[\circ]$  は次式で求められる<sup>14)</sup> (図 3.9)。

$$\cos i_s = \cos \zeta \sin h + \sin \zeta \cosh \cos(A_{sun} - A_{sp}) \quad (3.38)$$

ここに,  $\zeta$  は斜面傾斜角  $[\circ]$ ,  $A_{sp}$  は斜面向き  $[\circ]$  である。斜面に直接入射する日射の入射角  $i_s$  は, 斜面垂線  $j$  と太陽光線とがなす角であり,  $i_s = 0^\circ$  の場合, 日射は斜面に対して  $90^\circ$  で入射することになる。また, 斜面向き  $A_{sp}$  は真南と最急勾配線がなす角と定義する。つまり  $A_{sp} = 0^\circ$  の場合, 斜面は真南を,  $A_{sp} = 90^\circ$  の場合は

表 3.1 有限要素の分割間隔

Depth [m]	Length of element [m]
0.0-0.1	0.001
0.1-0.2	0.005
0.2-0.5	0.01
0.5-1.0	0.02
1.0-2.1	0.1
2.1-2.3	0.2
2.3-2.7	0.4
2.7-3.5	0.8
3.5-5.1	1.6
5.1-8.3	3.2
8.3-14.7	6.4

表 3.2 計算に用いたパラメータ

Parameter	Value
$\lambda_{rock}$	3.0 J/m/K/s
$\lambda_{water}$	0.582 J/m/K/s
$\lambda_{ice}$	2.255 J/m/K/s
$\lambda_{air}$	0.024 J/m/K/s
$c_{rock}$	921.0 J/kg/K
$c_{water}$	4186.0 J/kg/K
$c_{ice}$	2093.0 J/kg/K
$c_{air}$	1006.0 J/kg/K
$n$	0.48
$\theta$	0.4
$\alpha$	0.14
$c_p \rho$	1210 J/K/m <sup>3</sup>
$C_H$	0.0015

真西を,  $A_{sp} = 180^\circ$  の場合は真北を,  $A_{sp} = 270^\circ$  の場合は真東を向いていることになる。

斜面に直接入射する日射量(斜面直達日射量  $J_{d\zeta}$  [W/m<sup>2</sup>]) は, 式(3.38)を用いて式(3.39)より求められる。ただし, 斜面に入射する日射量は, 斜面直達日射量  $J_{d\zeta}$  の他に, 大気中で散乱された後に斜面に到達する日射量(斜面天空日射量  $J_{s\zeta}$  [W/m<sup>2</sup>]) や, 近傍の地表面から反射した後に対象斜面に到達する日射量(斜面反射日射量  $J_{r\zeta}$  [W/m<sup>2</sup>]) がある。これらはそれぞれ式(3.40), (3.41)より求めることができる<sup>14)</sup>。

$$J_{d\zeta} = J_{dn} \cos i_s \quad (3.39)$$

$$J_{s\zeta} = J_{sh} \cos^2 \frac{\zeta}{2} \quad (3.40)$$

$$J_{r\zeta} = \frac{1 - \cos \zeta}{2} \text{ref} J_h \quad (3.41)$$

ここに,  $J_{dn}$  は快晴時の法線面直達日射量[W/m<sup>2</sup>],  $J_{sh}$  は快晴時の水平面天空日射量[W/m<sup>2</sup>]である。なお,  $J_{d\zeta}$ ,  $J_{s\zeta}$ ,  $J_{r\zeta}$  はいずれも快晴時の値である。また快晴時の法線面直達日射量  $J_{dn}$ , 快晴時の水平面天空日射量  $J_{sh}$ , 快晴時の水平面日射量  $J_h$  はそれぞれ

$$J_{dn} = J_0 W_t^{1/\sinh} \quad (3.42)$$

$$J_{sh} = \frac{1}{2} J_0 \sinh \frac{1 - W_t^{1/\sinh}}{1 - 1.4 \ln P} \quad (3.43)$$

$$J_h = J_0 W_t^{1/\sinh} \sinh + \frac{1}{2} J_0 \sinh \frac{1 - W_t^{1/\sinh}}{1 - 1.4 \ln W_t} \quad (3.44)$$

で表される<sup>14)</sup>。ここに,  $J_0$  は太陽定数[W/m<sup>2</sup>],  $W_t$  は大気透過率[-]である。太陽定数  $J_0$  は大気上端での日射量であり, 年平均値として  $J_0 = 1353 \text{ W/m}^2$  が用いられる。大気透過率  $W_t$  は, 一般には水平面直達日射量の観測値から逆算して求められ, 0.6~0.8 の値となるが, ここではその中間値 0.7 を採用した。

快晴時の斜面日射量  $J_\zeta$  は式(3.39)~(3.41)の 3 つを足し合わせたもので式(3.45)のようになる。

$$J_\zeta = J_{dn} \cos i + J_{sh} \cos^2 \frac{\zeta}{2} + \frac{1 - \cos \zeta}{2} \text{ref} J_h \quad (3.45)$$

これは快晴時の値であり, 雲の影響は考慮されていない。しかし, 時刻, 斜面向き, 斜面勾配を任意に与えれば求めることができる点に特徴がある。本研究では, ある時刻において観測された水平面日射量  $S \downarrow$  に,



同時刻における  $J_h$  と  $J_\zeta$  の比  $J_{ratio}$

$$J_{ratio} = J_\zeta / J_h \quad (3.46)$$

を乗じることで、斜面日射量  $S_\zeta \downarrow$  を求めることとした；

$$S_\zeta \downarrow = J_{ratio} S \downarrow \quad (3.47)$$

#### (4) 計算条件と計算手順

計算は高さ 14.7 m の風化基岩のカラムを想定し、1次元有限要素法により行った。表 3.1 に有限要素の分割間隔を示す。表 3.1 に示すように、凍結融解が起こる頻度の高い地表では分割間隔を小さくし、凍結融解が起こる頻度の小さい深部では分割間隔を大きくとっている。そのため、カラムの深さが 14.7 m と中途半端な値となっている。

計算条件を述べる。計算対象地は、図 2.4 に示す田上山地の裸地斜面とした（標高 420 m，東経 135.97°，北緯 34.93°）。計算期間は 2006 年 11 月 20 日から 2007 年 4 月 10 日とし、Case3-1～Case3-3 の 3 ケースで計算を行った。

Case3-1：熱伝導解析のみによる計算（田上山地の裸地斜面で観測した地表面下 0.5 cm 地点の温度を使用）

Case3-2：熱伝導解析と地表面熱収支式による計算（田上山地の裸地斜面近くで観測した気象データを使用）

Case3-3：熱伝導解析と地表面熱収支式による計算（彦根市気象台で観測した気象データを使用）

Case3-1 は、堤ら<sup>8)</sup>の提案する熱伝導解析モデルにより、風化基岩温度を推定する条件である。具体的には、田上山地の裸地斜面で観測した地表面下 0.5 cm 地点の温度を地表面温度  $T_{G0}$  と仮定し、これを境界条件として、風化基岩温度を推定する。計算期間における地表面温度の実測値を図 3.10b) に示す。地表面温度  $T_{G0}$  の実測値を用いた解析のため、最も再現性が高いと予想される。

Case3-2 は、本節で提案する方法により、田上山地の裸地斜面近くで観測した気温  $T_a$ ，風速  $U$ ，水平面日射量  $S \downarrow$  を入力データとして風化基岩温度を推定する条件である。推定した風化基岩温度と、田上山地の裸地斜面における風化基岩温度の実測値を比較することで、再現性を検討する。計算期間における  $T_a$ ， $U$ ， $S \downarrow$  の実測値をそれぞれ図 3.10a)，c)，d) に示す。2006 年において気温が氷点下となるのは 12 月 25 日から 4 月 5 日である。計算期間の中で、気温が氷点下となる回数が最も多い月は 2007 年 2 月であり、その回数は 21 回である。次いで多いのが 18 回の 3 月である。なお、3.3.1(2) で述べたように、下向き長波放射  $L \downarrow$  に係る係数  $\varepsilon$  は計算期間で一定と仮定した。 $\varepsilon$  は次のように決定した。つまり、Case3-2 の条件のもと、 $\varepsilon$  の値を変えて計算した時に得られる地表面温度の推定値の時系列変化  $T_{G0e}(t)$  と、地表面温度の観測値の時系列変化  $T_{G0}(t)$  から、式(3.31)によって偏差平方和の平方根  $DEV$  をとり、 $DEV$  が最も小さい時の値とした。

Case3-3 は、Case3-2 と同じく本節で提案する方法により、彦根市の気象台で観測された気温  $T_a$ ，風速  $U$ ，水平面日射量  $S \downarrow$  を用いて風化基岩温度を推定する条件である。彦根市の気象台は、気温  $T_a$ ，風速  $U$ ，水平面日射量  $S \downarrow$  を観測している気象庁所管の観測所のうち、田上山地に最も近い観測所である。気象庁は日本全国に観測所を設置しており、また観測された気象データは HP<sup>15)</sup> で公開されているため、利便性が高い。従って、気象庁所管の観測所で観測された気象データから風化基岩温度を精度良く推定できれば、日本全国の任意の地点で土砂生産量を精度良く推定できる可能性がある。そこで、推定した風化基岩温度と、田上山地の裸地斜面における風化基岩温度の実測値を比較し、風化基岩温度の再現性を検討する。ただし、彦根市の気象台の標高（87.3 m）と田上山地の裸地斜面の標高（420 m）は異なるので、100 m 上昇するごとに気温は 0.65°C 減少するとして、気温に標高補正を施している。風速  $U$  および水平面日射量  $S \downarrow$  については、観測値

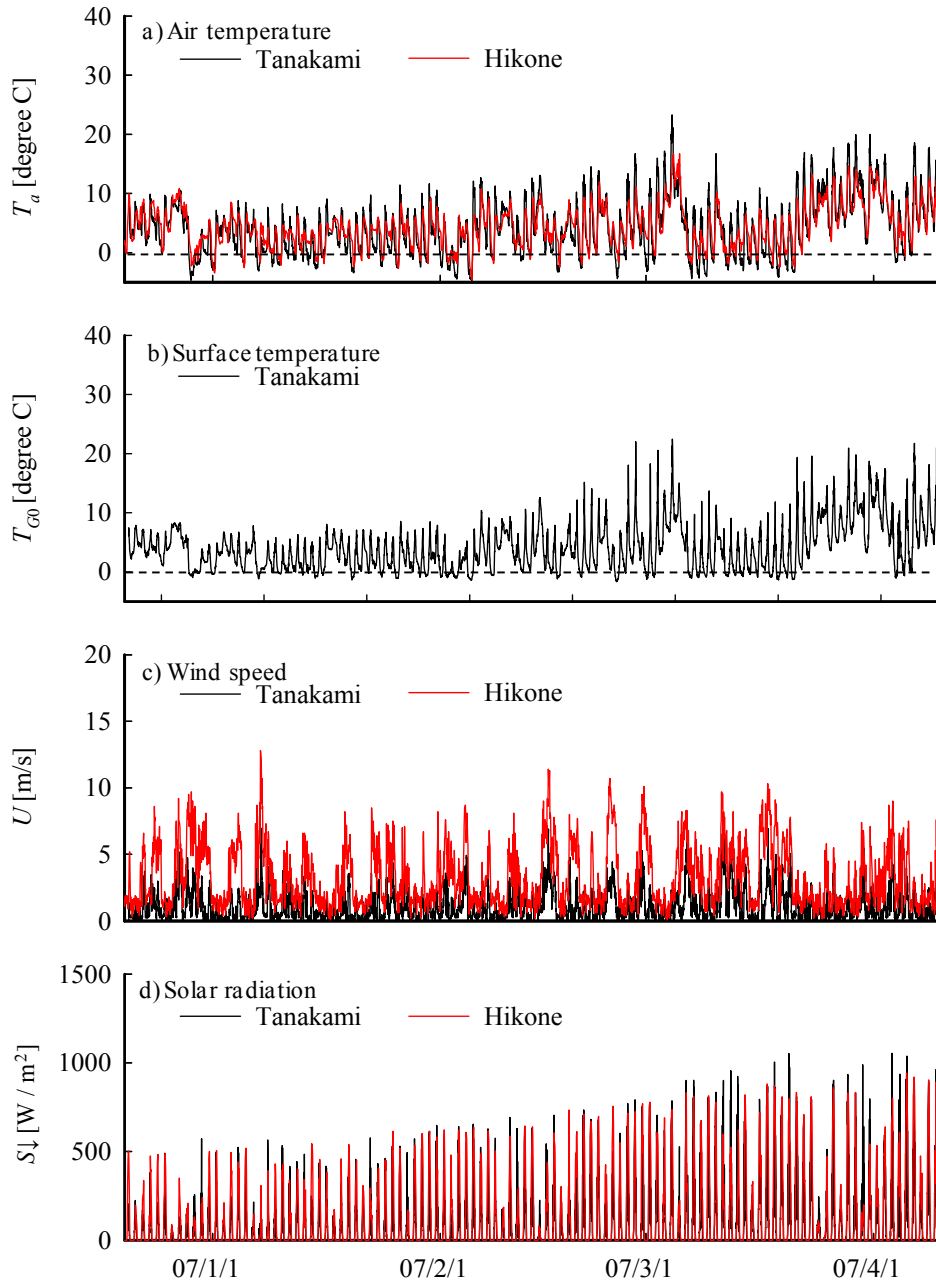


図 3.10 計算に用いた田上山地の裸地斜面で観測した気象データ（気温  $T_a$ 、風速  $U$ 、日射量  $S\downarrow$ ）

および地表面温度  $T_{G0}$  と彦根市気象台で観測した気象データ（気温は標高補正後の値）：

a) 気温, b) 地表面温度, c) 風速, d) 日射量

が田上山地でのものと彦根でのものとで違いが当然表れるが、補正はせずにそのまま用いた。計算期間における気温  $T_a$  の標高補正値および風速  $U$ 、水平面日射量  $S\downarrow$  の実測値をそれぞれ図 3.10a), c), d) に示す。

初期条件と境界条件を述べる。初期条件として、風化基岩温度  $T_G$  は深さ方向に一律に  $10.17^\circ\text{C}$  とした。また、風化基岩カラム下端の温度  $T_{Gb}$  は  $10.17^\circ\text{C}$  で一定とした。これは、田上山地の裸地斜面で、深さ 50 cm 地点における温度の年平均値である。同地点での温度は一年を通してほとんど変化がなく、よって一定と見なせると仮定した。風化基岩の間隙率  $n$  は 0.48、含水率  $\theta$  は 0.4 とし、初期条件として深さ方向に一律に与えた。また、風化基岩カラムの上端および下端でも、間隙率  $n$  と含水率  $\theta$  はそれぞれ 0.48, 0.4 とした。間隙率

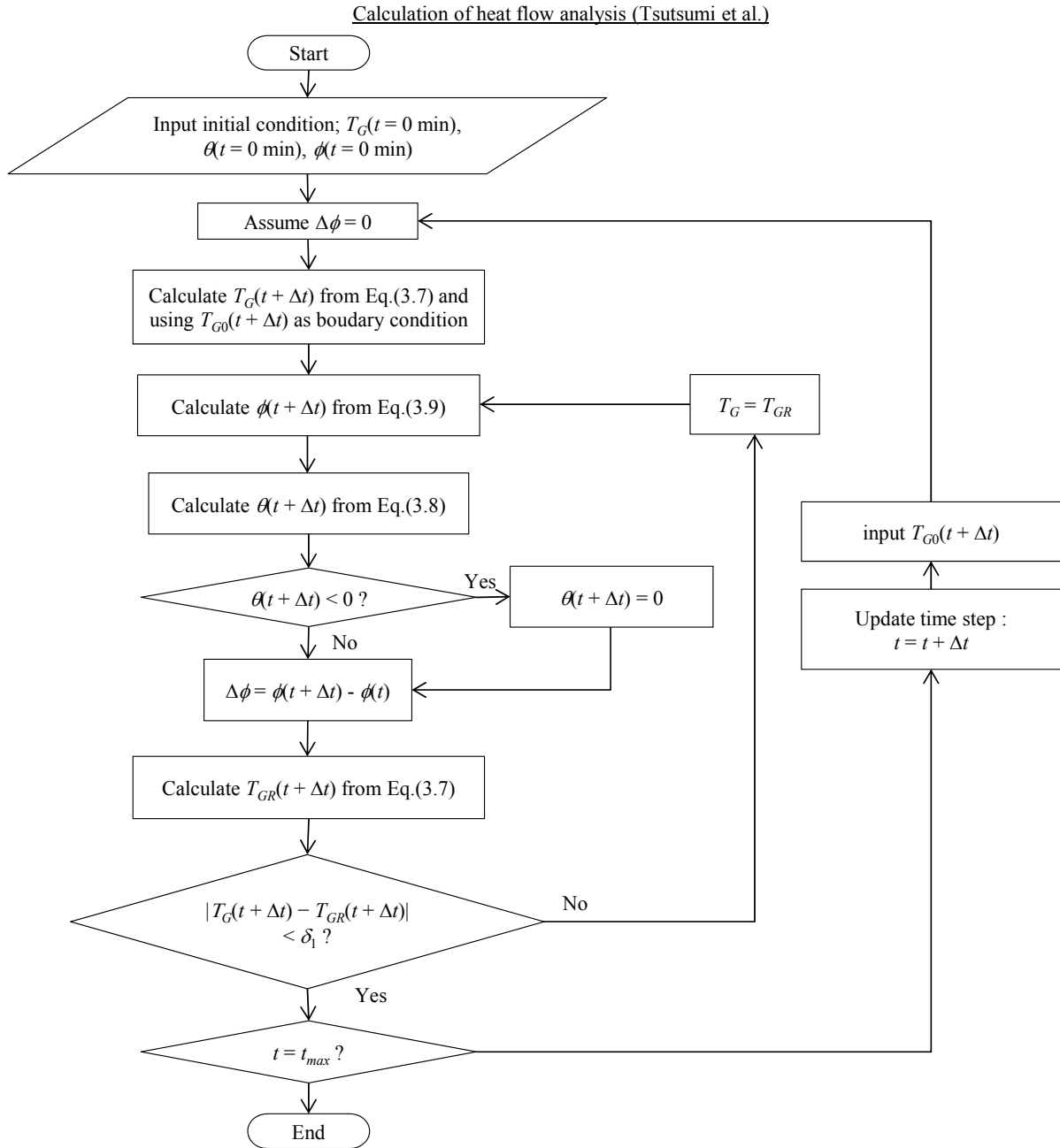


図 3.11 熱伝導解析モデル(堤ら<sup>8)</sup>)による風化基岩温度  $T_G$  の計算フローチャート

$n$  と含水率  $\theta$  は、滋賀県田上山地の裸地斜面のごく表層部分の実測値である。実際は、深度方向に違いが表れると考えられるが、簡単のためにこれらを用いた。

計算に用いたパラメータを表 3.2 に示す。風化基岩の実質部分（固相部分）の熱伝導率  $\lambda_{rock}$  [W/m/K] および比熱  $c_{rock}$  [J/kg/K] は、それぞれ 3.0 W/m/K, 921 J/kg/K とした<sup>8)</sup>。風化基岩全体の熱伝導率  $\lambda_G$  [W/m/K] および比熱  $c_G$  [J/kg/K] は、風化基岩の実質部分、間隙水、間隙氷、空気存在割合を、それぞれの熱伝導率 ( $\lambda_{rock}$ ,  $\lambda_{water}$ ,  $\lambda_{ice}$ ,  $\lambda_{air}$ ) および比熱 ( $c_{rock}$ ,  $c_w$ ,  $c_{ice}$ ,  $c_{air}$ ) に乗じ、これらを足し合わせたものとした。なお、地表面のアルベド  $ref$  は、田上山地の裸地斜面における観測結果より 0.14 とした。空気の体積熱容量  $c_{air}\rho$  は 1 気圧・20°C での値 1210 J/K/m<sup>3</sup> とし、バルク係数  $C_H$  には平らな裸地での値 0.0015 を与えることとした<sup>16)</sup>。

計算のフローチャートを示す。図 3.11 は、堤らの提案している熱伝導解析モデルを用い、地表面温度  $T_{G0}$

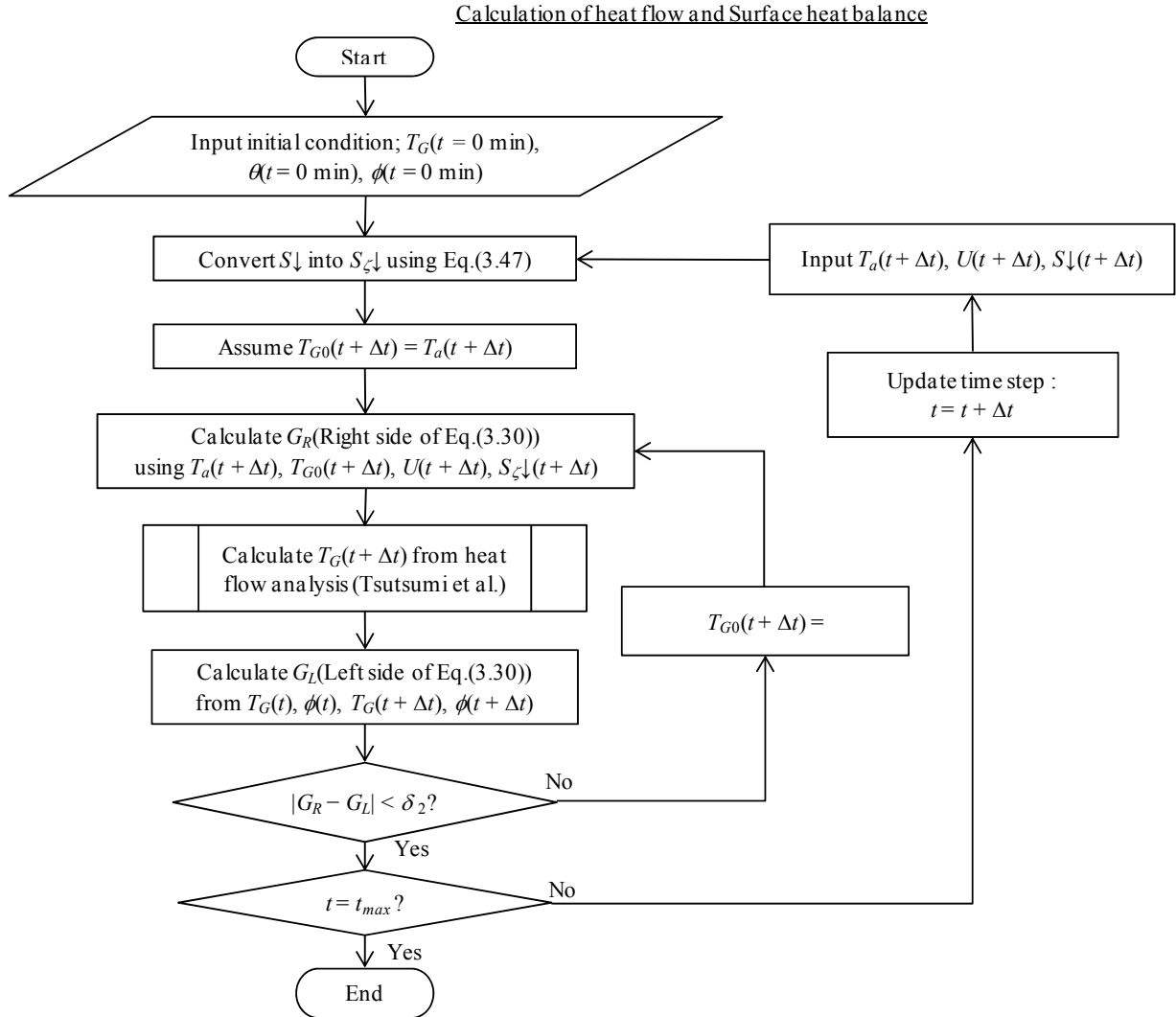


図 3.12 熱伝導解析モデル(堤ら<sup>8)</sup>)と地表面の熱収支式による風化基岩温度  $T_G$  の計算フローチャート

を境界条件として計算する場合のフローチャートである。図 3.12 は、本節で提案する熱伝導解析モデルと地表面の熱収支式を組み合わせ、一般的な気象データから風化基岩温度を推定する場合のフローチャートである。堤らの提案した熱伝導解析を行う場合は、以下の手順で計算を行う（図 3.11）：

- 1) 初期条件（ $t = 0 \text{ min}$ ）として風化基岩温度  $T_G(t = 0 \text{ min})$ ，含水率  $\theta(t = 0 \text{ min})$ ，含水率  $\phi(t = 0 \text{ min})$  の深度分布を与える。
- 2)  $\Delta t$  秒後の含水率変化を  $\Delta\phi = 0$  と仮定し、境界条件として地表面温度  $T_{G0}(t + \Delta t)$  と計算領域下端の温度  $T_{Gb}(t + \Delta t)$  を与え、式(3.7)から風化基岩温度  $T_G(t + \Delta t)$  を求める。
- 3) 風化基岩温度  $T_G(t + \Delta t)$  を式(3.9)に代入して含水率  $\phi(t + \Delta t)$  を求め、式(3.8)から含水率  $\theta(t + \Delta t)$  を求める。
- 4)  $\phi(t + \Delta t)$ ,  $\phi(t)$  から新たに  $\Delta\phi = \phi(t + \Delta t) - \phi(t)$  を計算し、 $\Delta\phi$  を式(3.7)に代入して再び風化基岩温度  $T_{GR}(t + \Delta t)$  を求める。
- 5) 手順 2) で得られた風化基岩温度  $T_G(t + \Delta t)$  と、手順 4) で得られた風化基岩温度  $T_{GR}(t + \Delta t)$  の差の絶対値  $|T_G(t + \Delta t) - T_{GR}(t + \Delta t)|$  が許容値  $\delta_1$  以内であれば、 $t = t + \Delta t$  として時間を更新し、 $t + \Delta t$  秒後の境界条件として地表面温度  $T_{G0}(t + \Delta t)$  を与えて手順 2) に戻り、風化基岩温度  $T_G(t + \Delta t)$  を計算していく。 $|T_G(t + \Delta t) - T_{GR}(t + \Delta t)|$  が許容値  $\delta_1$  を超える場合は、 $T_G(t + \Delta t) = T_{GR}(t + \Delta t)$  として手順 3) に戻り、許容値以内

となるまで繰り返し計算する。 $\delta_1$ は誤差が十分小さいと考えられる  $0.001^\circ\text{C}$  とした。

6) 計算は最大計算時間  $t_{\max}$  に達するまで行う。

熱伝導解析モデルと地表面の熱収支式を組み合わせた計算を行う場合は以下の手順で計算を行う (図 3.12) :

- 1) 初期条件 ( $t = 0 \text{ min}$ ) として風化基岩温度  $T_G(t = 0 \text{ min})$ , 含水率  $\theta(t = 0 \text{ min})$ , 含氷率  $\phi(t = 0 \text{ min})$  の深度分布を与える。
- 2) 式(3.47)を用いて水平面日射量  $S_\downarrow(t + \Delta t)$  を斜面日射量  $S_\zeta\downarrow(t + \Delta t)$  に変換する。
- 3) 地表面温度  $T_{G0}(t + \Delta t)$  が気温  $T_a(t + \Delta t)$  に等しいと仮定し, これと気温  $T_a(t + \Delta t)$ , 風速  $U(t + \Delta t)$ , 日射量  $S_\zeta\downarrow(t + \Delta t)$  を用いて式(3.30)の右辺を計算する。計算結果を  $G_R$  と置く。
- 4) 地表面温度  $T_{G0}(t + \Delta t)$  を境界条件として図 3.11 に示すフローチャートに沿って熱伝導解析を行い, 風化基岩温度  $T_G(t + \Delta t)$  および含氷率  $\phi(t + \Delta t)$  を求める。
- 5)  $T_G(t)$ ,  $\phi(t)$ ,  $T_G(t + \Delta t)$  および  $\phi(t + \Delta t)$  から式(3.30)の左辺を計算する。計算結果を  $G_L$  と置く。
- 6) 手順 3) で求めた  $G_R$  と, 手順 5) で求めた  $G_L$  の差の絶対値  $|G_R - G_L|$  が許容値  $\delta_2$  以内であれば,  $t = t + \Delta t$  として時間を更新し, さらに  $t + \Delta t$  秒後の気温  $T_a(t + \Delta t)$ , 風速  $U(t + \Delta t)$ , 斜面日射量  $S_\zeta\downarrow(t + \Delta t)$  を用いて, 手順 2) に戻り風化基岩温度  $T_G(t + \Delta t)$  を計算していく。 $|G_R - G_L|$  が許容値  $\delta_2$  を超える場合は, 定数  $a$  を用いて,  $T_{G0}(t + \Delta t) = T_{G0}(t + \Delta t) + a(G_R - G_L)$  と, 地表面温度を修正して手順 4) に戻り, 許容値以内となるまで繰り返し計算する。 $\delta_2$  は誤差が十分小さいと考えられる  $1 \text{ W/m}^2$  とした。定数  $a$  は計算繰り返し回数が 20 回以下でかつ  $T_{G0}(t + \Delta t)$  が  $0^\circ\text{C}$  以下の場合は 0.002,  $T_{G0}(t + \Delta t)$  が  $0^\circ\text{C}$  より高い場合は 0.005 とし, 計算繰り返し回数が 20 回以上となれば 0.002 とした。
- 7) 計算は最大計算時間  $t_{\max}$  に達するまで行う。

### 3.3.2 解析結果と考察

#### (1) 日射量の斜面向き・勾配による違い

式(3.45)を用いて計算した 1 月 1 日 ( $a_y = 0$ ) における快晴時の斜面日射量  $J_\zeta$  を図 3.13 に示す。図 3.13 には, 式(3.44)より求めた快晴時の水平面日射量  $J_h$  も併せて示してある。快晴時の斜面日射量  $J_\zeta$  は, 斜面勾配  $\zeta$  が  $33.9^\circ$  (田上山若女裸地谷の勾配), 斜面向きが南 ( $A_{sp} = 0^\circ$ ), 北西 (田上山若女裸地谷の斜面向き,  $A_{sp} = 135^\circ$ ), 北の条件 ( $A_{sp} = 180^\circ$ ) での値である。南向き斜面の場合, 1 日を通して快晴時の斜面日射量  $J_\zeta$  は快晴時の水平面日射量  $J_h$  よりも大きく, 最大で約  $780 \text{ W/m}^2$  である。一方, 北向き斜面の場合, 快晴時の斜面日射量  $J_\zeta$  は快晴時の水平面日射量  $J_h$  よりも小さく, 最大でも約  $100 \text{ W/m}^2$  程度であることが分かる。1 月 1 日においては, 太陽の南中高度は約  $31.9^\circ$  であるため, 北向き斜面では, 快晴時の斜面直達日射量  $J_{d\zeta}$  は  $0 \text{ W/m}^2$  となっている。従って, 入射した日射量は, 快晴時の斜面天空日射量  $J_{s\zeta}$  と快晴時の斜面反射日射量  $J_{r\zeta}$  の 2 つだけである。北西向き斜面の場合は, 午前 11 時までは, 日射量が北向き斜面に入射する日射量と同じであるが, 午前 11 時以降は日射量が増加している。これは, 午前 11 時以降から, 快晴時の斜面直達日射量  $J_{d\zeta}$  が正の値となったためである。

図 3.14 は, 式(3.46)より計算される,  $J_{ratio}$  の 1 月 1 日における時系列変化を表す。 $J_{ratio}$  は斜面勾配  $\zeta$  が  $33.9^\circ$ , 斜面向きが南, 北西, 北の条件での値である。南向き斜面の場合は, 水平面に対し最大で約 1.6 倍, 北向き斜面の場合では最小で約 0.3 倍である。図 3.15 は, 2007 年 1 月 1 日に田上山若女裸地谷で観測された水平面日射量  $S_\downarrow$  と,  $J_{ratio}$  を用いて式(3.47)より推定された斜面日射量  $S_\zeta\downarrow$  を示す。図 3.15 を見ると, 斜面向きによって入射する日射量は異なることが分かる。従って, 斜面日射量  $S_\zeta\downarrow$  を求めることは重要であることが伺える。

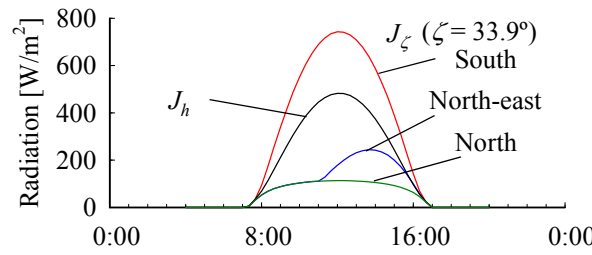


図 3.13 各斜面向きにおける快晴時の斜面日射量  $J_\zeta$  と快晴時の水平面日射量  $J_h$  (1 月 1 日)

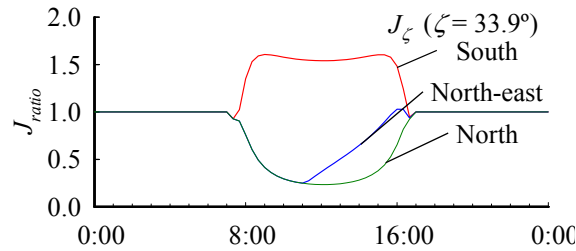


図 3.14  $J_{ratio}$  の斜面向きによる違い (1 月 1 日, 勾配  $\zeta = 33.9^\circ$ )

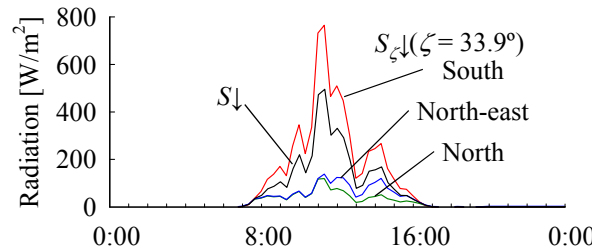


図 3.15 水平面日射量の観測値  $S_\downarrow$  と斜面日射量  $S_{\zeta\downarrow}$  の違い (1 月 1 日, 勾配  $\zeta = 33.9^\circ$ )

## (2) 下向き長波放射 $L_\downarrow$ の係数 $\varepsilon$ の決定

風化基岩温度を推定するにあたり、下向き長波放射  $L_\downarrow$  の係数  $\varepsilon$  を、計算期間において一定値となるという仮定のもとで、最も適当な値に決定する。図 3.16 は  $\varepsilon$  を 1.0, 0.94, 0.92, 0.91, 0.90, 0.89, 0.87, 0.7, 0.6 とし、田上山地の裸地斜面で観測された気象データから風化基岩温度を推定した時 (Case3-2) に得られる地表面温度の推定値  $T_{G0e}$  と、地表面温度の観測値  $T_{G0}$  から得られる偏差平方和の平方根  $DEV$  (式(3.31)) をプロットしたものである。直線は近似曲線である。図 3.16 を見ると、近似曲線は下に凸の曲線を描いており、 $DEV$  が最小となるのは  $\varepsilon = 0.91$  のときである。よって田上山地の裸地斜面を対象として計算する場合、 $\varepsilon = 0.91$  として計算すればよいと推察される。なお、田上山地の裸地斜面における下向き長波放射の観測値  $L_{obs}\downarrow$  と、気温の実測値  $T_a$  の 4 乗にステファン・ボルツマン定数  $s_b$  を乗じた値の比  $\varepsilon_a$

$$\varepsilon_a = L_{obs}\downarrow / s_b T_a^4 \quad (3.48)$$

を計測ステップごとに求め、これを 2007 年の 1 年間で平均した値は約 0.89 であり、0.91 に近い値となっている。約 0.89 という値は、平均値とはいえ、田上山地の裸地斜面における下向き長波放射  $L_\downarrow$  の係数の実際の値と見なしうるので、偏差平方和の平方根  $DEV$  が最小となるように決定した  $\varepsilon$  の値は妥当であると考えられる。

$\varepsilon$  の値の違いが地表面温度  $T_{G0}$  の推定値に与える影響を見ておく。図 3.17 は、 $\varepsilon$  を 0.94, 0.91, 0.87 とし、Case3-2 の条件で計算した時に得られた地表面温度  $T_{G0}$  の時系列変化を示す。なお、結果は凍結融解現象が活

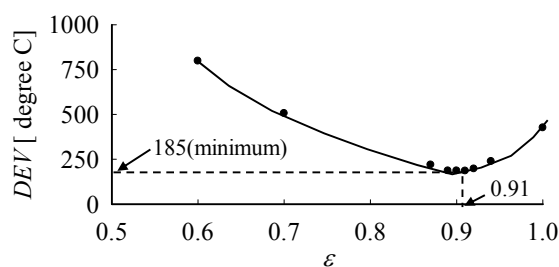


図 3.16 地表面温度  $T_{G0}$  の推定値の時系列変化と観測値のそれから計算される偏差平方和の平方根  $DEV$  と下向き長波放射の係数  $\varepsilon$  の関係

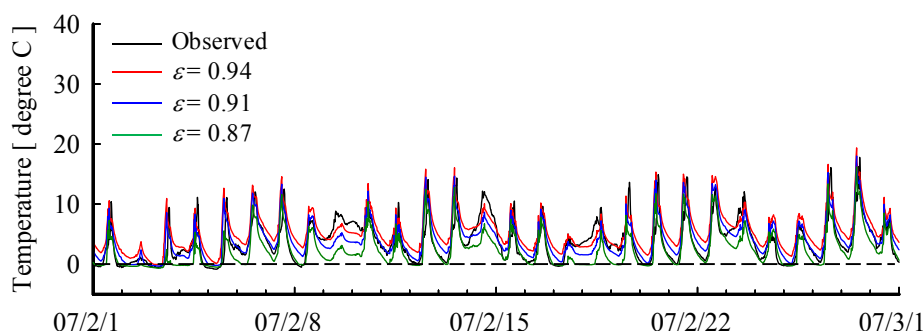


図 3.17 下向き長波放射の係数  $\varepsilon$  を 0.94, 0.91, 0.87 としたときの地表面温度の推定値と地表面温度の観測値の時系列変化 (2007 年 2 月 1 日から 2007 年 3 月 1 日)

発となる 2 月の期間に限って示している。図 3.17 を見ると、 $\varepsilon$  が小さくなるにつれて、推定した地表面温度  $T_{G0}$  は、全体的に低くなる傾向にあった。これは、式(3.28)から分かるように、 $\varepsilon$  が小さくなるにつれて地中に入射する下向き長波放射量  $L\downarrow$  が少なくなり、よって地中伝導熱  $G$  が小さくなるためである。

### (3) 風化基岩温度の推定結果の妥当性

次に、風化基岩温度の推定結果の妥当性を検証する。図 3.18 は、風化基岩温度  $T_G$  の推定結果と観測結果を、2006 年 12 月 20 日から 2007 年 4 月 10 日の期間で示したものである。図 3.18a) は地表面温度  $T_{G0}$  の、図 3.18b) は地表面下 10 cm 地点の風化基岩温度の、図 3.18c) は地表面下 30 cm 地点の風化基岩温度の推定結果と観測結果である。Case3-1 は地表面温度  $T_{G0}$  を入力データとして解析した結果である。Case3-2 は田上山地の裸地斜面で観測した一般的な気象データを入力データとして解析した結果であり、Case3-3 は彦根市の気象台で観測した一般的な気象データを入力データとして解析した結果である。なお、図 3.18a) では、Case3-1 の結果を示していない。なぜなら、Case3-1 は、地表面温度  $T_{G0}$  の観測値を入力データとして解析する条件であるからである。図 3.19 は、図 3.18 の結果を、気温が氷点下となる日が最も多い 2 月に限定して示したものである。まず、Case3-1 の、地表面温度の観測値を入力データとして求めた推定結果と観測結果を比較する。図 3.18b)、図 3.18c) の地表面下 10 cm 地点および 30 cm 地点の結果を見ると、推定値と観測値はほぼ同じ変化傾向を示し、再現性が高いことが分かる。2 月における地表面下 10 cm 地点および 30 cm 地点の結果を見ても同様であり、推定値の再現性は高い (図 3.19b, 図 3.19c)。Case3-1 は水分移動を無視した計算条件ではあるものの、高い精度で風化基岩温度  $T_G$  を推定できることが分かる。

次に、Case3-2 の、田上山地の裸地斜面で観測された気象データを用いて求めた推定結果と観測結果を比較



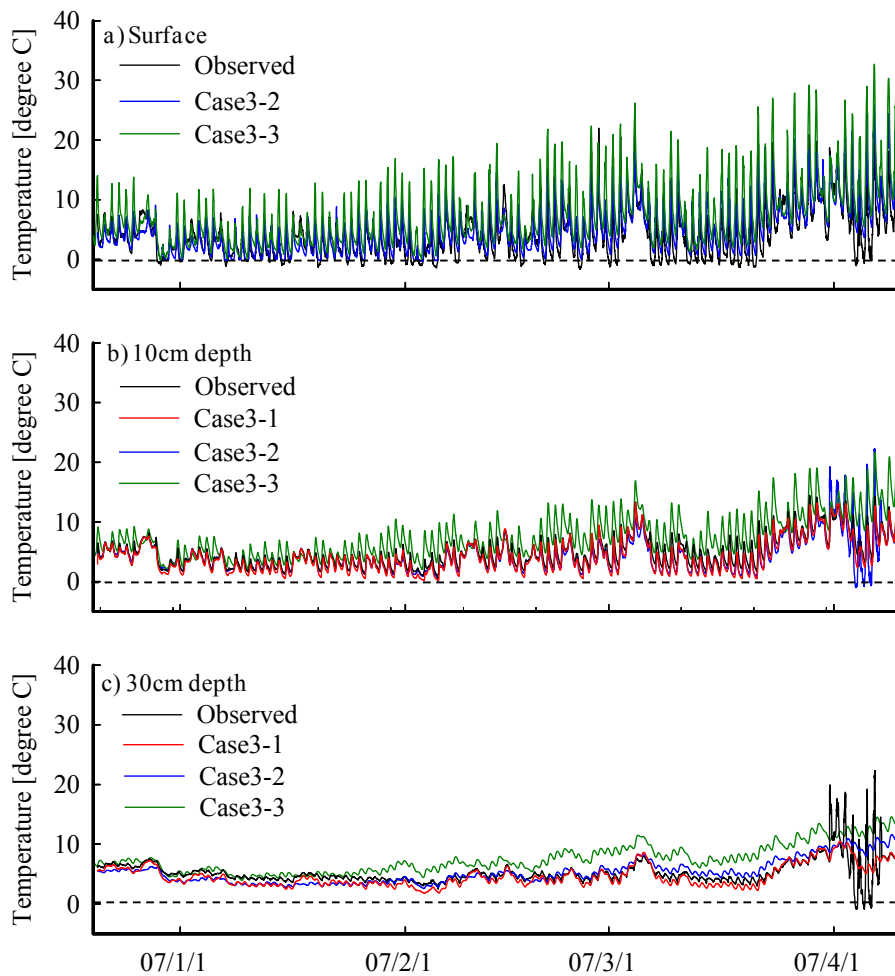


図 3.18 風化基岩温度  $T_G$  の推定値と観測値：a) 地表面，b) 地表面下 10cm 地点，c) 地表面下 30cm 地点  
(2006 年 12 月 20 日から 2007 年 4 月 10 日)

する。まず、全体的な傾向を見ると、地表面温度は、推定結果の方が観測結果よりも高い傾向が見られる（図 3.18a）。特に、3 月以降はその傾向が著しく表れている。地表面下 10 cm 地点および 30 cm 地点の温度についても、地表面温度と同様の傾向であるが、推定値と観測値の差は地表面温度の結果よりも比較的小さい（図 3.18b，図 3.18c）。凍結融解の発生が活発な 2 月における地表面温度の推定値と観測値を見ると、観測値は氷点下となるにも関わらず、推定値は氷点よりも高い温度である傾向が見られる（図 3.19a）。一方、地表面下 10 cm 地点および 30 cm 地点の温度については、推定値と観測値の差は比較的小さいと言える（図 3.19b，図 3.19c）。なお、第 4 章では、本節で提案した風化基岩温度の解析モデルを応用した検討を行うが、その場合は、推定結果からある温度  $T_{calib}$  [°C] だけ低下させるという補正を行ったうえで、検討をすることとした。その詳細は 4.2.1 で述べる。推定結果が観測結果よりも高くなる理由としては、下向き長波放射に係る係数  $\epsilon$  の値を計算期間にわたって一定値としていること、気象観測機器を設置しているのは、計算対象とした裸地斜面の上端に隣接する林道の脇であり、計算に用いた風速の観測値が裸地直上の風速とは異なること、含水率の深度分布が実際とは異なることなどが挙げられる。3 月以降に違いが大きく表れる理由としては、次第に気温が高くなって飽和水蒸気圧が高くなり、蒸発潜熱の発生量が無視できなくなるためと推察される。

最後に、Case3-3 の、彦根市の気象台で観測された気象データを用いて求めた推定結果と観測結果を比較す

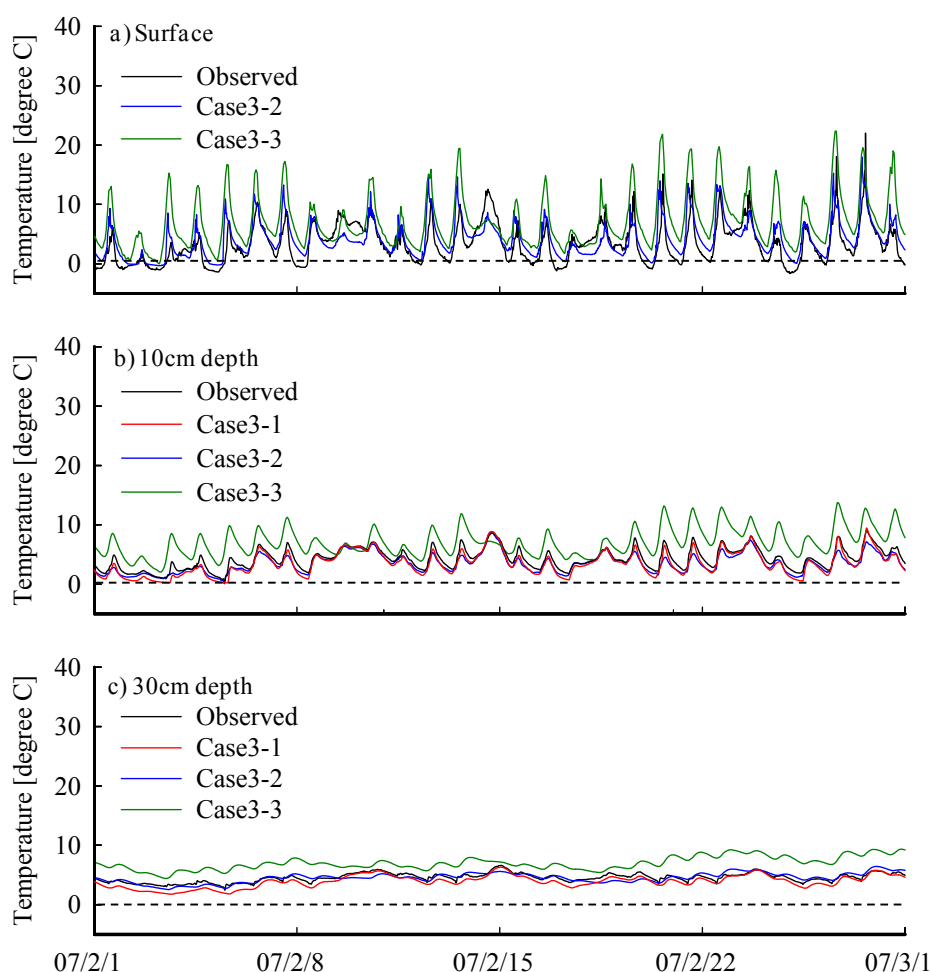


図 3.19 風化基岩温度  $T_G$  の推定値と観測値 : a) 地表面, b) 地表面下 10cm 地点, c) 地表面下 30cm 地点  
(2007 年 2 月 1 日から 2007 年 3 月 1 日)

る。まず、全体的な傾向を見ると、Case3-2 と同様に地表面温度は推定結果の方が観測結果よりも高い傾向が見られ、Case3-2 の場合よりもさらに地表面温度は高く推定されている (図 3.18a)。地表面下 10 cm 地点および 30 cm 地点の温度についても同様に、最大でも 5°C 程度の差が見られる (図 3.18b, 図 3.18c)。凍結融解の発生が活発な 2 月における、風化基岩温度  $T_G$  の推定値と観測値を比較すると、どの深度でも推定値は観測値よりも温度が高く推定されている (図 3.19)。このような違いが表れる原因は、彦根市の気象台で観測される気温、風速、日射量が、計算対象地のそれとは異なるためであると考えられる。とはいえ、風化基岩温度の全体的な変化傾向は概ね再現されていると思われる。以上より、地表面温度を入力データとした解析から求めた風化基岩温度の推定値は、観測値を良く再現できていると言える。一方、一般的な気象データを入力データとした解析から求めた風化基岩温度の推定値は、観測地よりも温度が高く推定される傾向にあり、再現性が低下することが分かった。推定結果が観測結果よりも高くなる理由としては、下向き長波放射に係る係数  $\varepsilon$  の値を計算期間にわたって一定値としていること、計算に用いた風速の観測値が裸地直上の風速とは異なること、含水率の深度分布が実際と異なることが挙げられ、再現性を向上するにはこれらの問題を解決する必要がある。

### 3.4 凍結時における風化基岩内の水分移動解析

本節では、凍結時における水分移動解析を可能とするモデルについて述べる。水分移動解析は、本来ならば式(3.4), (3.5)を用いて 3 次元的に解く必要があるが、ここでは簡単のため、深度方向のみの 1 次元的な解析を行うこととする。従って水分移動方程式は以下ようになる；

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = C \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (3.49)$$

ここに、 $C [1/m]$  は比水分用量と呼ばれる、風化基岩および土壌の保水性を表す物性値であり、以下のように定義される；

$$C \equiv \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \quad (3.50)$$

風化基岩内の水分移動特性を左右するのは、透水性を表す透水係数  $K$  と、保水性を表す比水分用量  $C$  である。概説でも述べたように、凍結時には間隙水が氷となることで、その部分は一時的に間隙ではなくなって通水路が閉鎖され、透水性・保水性の低下が予想される。また、凍結による水の体積膨張により間隙の拡大や発生に起因する、透水性・保水性の向上も考えられる。そこで、3.4.1 では、間隙水の凍結による間隙の消失が間隙構造の変化として捉えることができる点に着目し、凍結による間隙構造の変化をモデル化することを考える。具体的には、間隙構造を図 2.17 に示すように、半径が様々な円管の集まりとしてモデル化し、その上で間隙径分布の凍結による変化をモデル化する。そして、小杉<sup>10)</sup>により、透水性と保水性は間隙径分布の関数として表現できることが分かっているのを、これを応用し、凍結時における透水性・保水性をモデル化する。なお、凍結による水の体積膨張に起因する新たな間隙の発生については、3.5 で述べる水分移動と熱移動の同時解析を行うにあたって考慮することとし、考察を容易にするため、3.4.1 では間隙水が凍結し、それによって間隙が消失することによる透水性・保水性の変化を考えた。

3.4.2 では、3.4.1 で提案するモデルを用いて、凍結時における水分移動解析を行い、凍結時における水分移動特性を検討した。また、それにより霜柱が発生するような水分移動が起こり得るかどうか検討した。含水率  $\phi$  は、本来ならば式(3.6)に示すように、温度と含水率の関数となる。しかし、本節では水分移動解析のみを行うので、含水率  $\phi$  は仮想的に、時間  $t$  と深度  $z$  の関数で与えられるとして解析を行った。

#### 3.4.1 凍結時における風化基岩の透水性と保水性の定式化

##### (1) 間隙水の凍結による間隙構造の変化

間隙水が凍結した場合、その部分は間隙ではなくなったと見なすことができる。これは、凍結によって見かけの間隙構造が変化することを表す。間隙構造は透水性・保水性を支配するものであるから、解析に用いるために、これを数式で表現することを考える。まず、間隙構造は、一般に複雑であるが、図 2.17 に示すように半径が様々な円管の集まりとしてモデル化する。そして、間隙径分布は式(2.15)の対数正規分布で表されると仮定する。この場合、間隙径分布の概形は図 3.20a) のようになる。2.3.4 で、田上山地の風化花崗岩について、間隙径分布を実験から求めるとともに、対数正規分布モデルからも求めた。その結果、対数正規分布モデルから求めた間隙径分布は、実験から求めたそれに近い形状となっていることが分かった (図 2.22)。従って、間隙径分布を対数正規分布モデルで表現することに、大きな問題はないといえる。

毛管力は間隙半径  $r$  に反比例することから (式(2.10))、水は毛管力の大きい小さな間隙から順に充填していく。従って、不飽和の場合は、図 3.20a) のように、ある間隙径  $r_1$  以下の間隙に水が充填することになる。

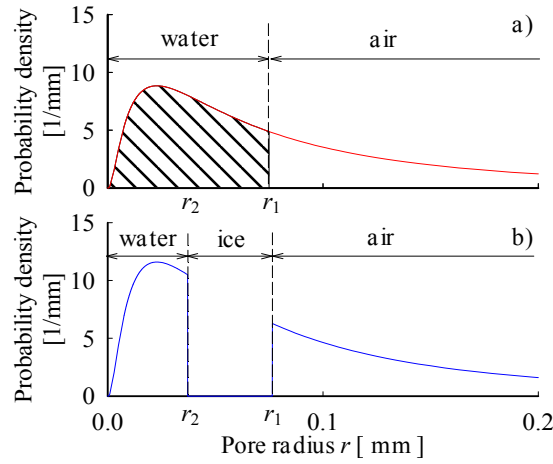


図 3.20 凍結による間隙径分布の変化：a) 未凍結時，b) 凍結時

次に、凍結による間隙構造の変化を考えるが、どの間隙に入っている水が凍結するのかが問題となる。ここでは、3.3.1(1)で述べたように、水は大きな間隙に入っている水から凍結すると考える。すると、例えば間隙径  $r$  が  $r_2 \leq r \leq r_1$  であるような間隙に入っている水が凍結した場合(図 3.20a)，凍結時の間隙径分布  $g_1(r)$  [1/m] は図 3.20b)のように、不連続になると考えられる。間隙径が  $r_2 < r < r_1$  の間隙に入っている水は、氷となって一時的に間隙ではなくなっているので、これを式で表せば式(3.51)となる。式(3.51)中の係数  $\alpha$  は式(3.52)で表される。凍結時の間隙径分布  $g_1(r)$  が確率密度関数であることから、係数  $\alpha$  は、 $g_1(r)$  を間隙径  $r$  が  $-\infty < r < \infty$  の範囲で積分したものが 1 となるようにする補正係数である。

$$g_1(r) = \begin{cases} 0 & (r_2 \leq r \leq r_1) \\ \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right] & (r < r_2, r_1 < r) \end{cases} \quad (3.51)$$

$$\alpha = 1 / \left( 1 - \int_{r_1}^{r_2} g_0(r) dr \right) \quad (3.52)$$

ここに、 $r_m$  は間隙径の幾何平均、 $\sigma$  は標準偏差である。

未凍結時の含水率  $\theta$  は、未凍結時の間隙径分布  $g_0(r)$  の関数として式(2.11)で表される。同様に、凍結時の含水率  $\theta$  も凍結時の間隙径分布  $g_1(r)$  の関数として

$$\theta = \begin{cases} (n - \phi - \theta_r) \int_0^r g_1(r) dr + \theta_r & (r < r_2) \\ (n - \phi - \theta_r) \int_0^{r_2} g_1(r) dr + \theta_r & (r_2 \leq r \leq r_1) \\ (n - \phi - \theta_r) \left[ \int_0^{r_2} g_1(r) dr + \int_{r_1}^r g_1(r) dr \right] + \theta_r & (r_1 < r) \end{cases} \quad (3.53)$$

で表される。ここに、 $n$  は間隙率、 $\phi$  は含氷率、 $\theta_r$  は残留体積含水率である。含氷率  $\phi$  は、例えば凍結時の間隙径分布  $g_1(r)$  が図 3.20b) の様な場合であれば、間隙径が  $r_2 < r < r_1$  の間隙に入っている氷の存在割合を示すことになる。なお、水分移動解析を行う場合、本研究では含水率  $\theta$  の代わりに圧力水頭  $\psi$  を未知数として解析する。そこで、凍結時の含水率  $\theta$  を圧力水頭  $\psi$  の関数として表現することを考える。まず、式(3.51)を式(3.53)に代入する；

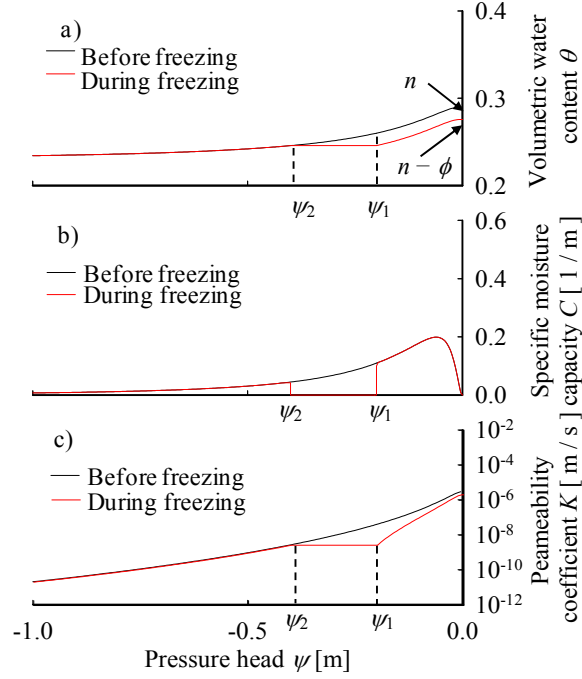


図 3.21 未凍結時，凍結時の水分特性：a) 水分特性曲線，  
b) 比水分容量－圧力水頭関係， c) 透水係数－圧力水頭関係

$$\theta = \begin{cases} (n - \phi - \theta_r) \int_0^r \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi\sigma}} \exp\left\{-\frac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} dr + \theta_r & (r < r_2) \\ (n - \phi - \theta_r) \int_0^{r_2} \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi\sigma}} \exp\left\{-\frac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} dr + \theta_r & (r_2 \leq r \leq r_1) \\ (n - \phi - \theta_r) \left[ \int_0^{r_2} \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi\sigma}} \exp\left\{-\frac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} dr + \int_{r_1}^r \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi\sigma}} \exp\left\{-\frac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} dr \right] + \theta_r & (r_1 < r) \end{cases} \quad (3.54)$$

次に，式(2.10)の関係を用いて，間隙径  $r$  を圧力水頭  $\psi$  に変数変換する。式(2.10)より， $dr = -A\psi^{-2}d\psi$  であるから，間隙径  $r_1$  に対応する圧力水頭を  $\psi_1 (= -A/r_1)$ ，間隙径  $r_2$  に対応する圧力水頭を  $\psi_2 (= -A/r_2)$  と置くと

$$\theta = \begin{cases} \frac{\alpha(n - \phi - \theta_r)}{\sqrt{2\pi\sigma}} \int_{\psi}^{-\infty} \frac{1}{\psi} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi + \theta_r & (\psi < \psi_2) \\ \frac{\alpha(n - \phi - \theta_r)}{\sqrt{2\pi\sigma}} \int_{\psi_2}^{-\infty} \frac{1}{\psi} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi + \theta_r & (\psi_2 \leq \psi \leq \psi_1) \\ \frac{\alpha(n - \phi - \theta_r)}{\sqrt{2\pi\sigma}} \left( \int_{\psi_2}^{-\infty} \frac{1}{\psi} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi + \int_{\psi}^{\psi_1} \frac{1}{\psi} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi \right) + \theta_r & (\psi_1 < \psi) \end{cases} \quad (3.55)$$

となる。ここに， $\psi_m$  は圧力水頭の幾何平均 ( $= -A/r_m$ ) である。さらに  $\ln(\psi/\psi_m)/\sigma = u$  と置くと， $d\psi = \psi\sigma du$  となるから，

$$\theta = \begin{cases} \alpha(n - \phi - \theta_r) \int_{\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{u^2}{2}\right\} du + \theta_r & (\psi < \psi_2) \\ \alpha(n - \phi - \theta_r) \int_{\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma}}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{u^2}{2}\right\} du + \theta_r & (\psi_2 \leq \psi \leq \psi_1) \\ \alpha(n - \phi - \theta_r) \left( \int_{\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma}}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{u^2}{2}\right\} du + \int_{\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}}^{\frac{\ln(\psi_1/\psi_m)}{\sigma}} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{u^2}{2}\right\} du \right) + \theta_r & (\psi_1 < \psi) \end{cases} \quad (3.56)$$

となる。式(2.17)の余正規分布関数  $Q(x)$  を用いれば、凍結時の含水率  $\theta$  は最終的に式(3.57)で表される。

$$\theta = \begin{cases} \alpha(n - \phi - \theta_r)Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) + \theta_r & (\psi < \psi_2) \\ \alpha(n - \phi - \theta_r)Q\left(\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma}\right) + \theta_r & (\psi_2 \leq \psi \leq \psi_1) \\ \alpha(n - \phi - \theta_r)\left(Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) - Q\left(\frac{\ln(\psi_1/\psi_m)}{\sigma}\right) + Q\left(\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma}\right)\right) + \theta_r & (\psi_1 < \psi) \end{cases} \quad (3.57)$$

図3.21は未凍結時および凍結時の水分特性を表す。図3.21a)は圧力水頭  $\psi$  と含水率  $\theta$  の関係 ( $\psi$ - $\theta$  関係), 図3.21b)は圧力水頭  $\psi$  と比水分容量  $C$  の関係 ( $\psi$ - $C$  関係), 図3.21c)は圧力水頭  $\psi$  と透水係数  $K$  の関係 ( $\psi$ - $K$  関係)を示す。 $\psi$ - $C$  関係および  $\psi$ - $K$  関係については後述する。図3.21a)の  $\psi$ - $\theta$  関係を見ると、未凍結時には、圧力水頭  $\psi$  が増加して0 mに近づくにつれて、含水率  $\theta$  は増加していくことが分かる。なお、圧力水頭  $\psi = 0$  mでの含水率は、間隙率  $n$  に等しい。凍結時には、圧力水頭  $\psi$  が  $\psi < \psi_2$  の範囲にある場合、圧力水頭  $\psi$  が増加するにつれて、未凍結時と全く同じ様に含水率  $\theta$  は増加する。しかし、氷に相変化している  $\psi_2 \leq \psi \leq \psi_1$  の区間に圧力水頭  $\psi$  がある場合は、含水率  $\theta$  は増加せずに一定値となる。そして圧力水頭  $\psi$  が  $\psi_1 < \psi$  の範囲にある場合、圧力水頭  $\psi$  が増加するにつれて、含水率  $\theta$  は再び増加に転じる。凍結時の含水率を  $\phi_1$  と置くと、圧力水頭  $\psi = 0$  mでの含水率は  $n - \phi_1$  に等しい。

## (2) 凍結時の保水性と透水性のモデル化

凍結時と未凍結時とでは間隙径分布が異なることにより、比水分容量  $C$  と透水係数  $K$  は凍結時と未凍結時とで異なると考えられる。そこで、凍結時の比水分容量  $C$  および透水係数  $K$  の関数形を求める。既往の研究<sup>10)</sup>により、未凍結時の比水分容量  $C$  と透水係数  $K$  は、間隙径分布の関数であることが分かっている。従って、凍結時の比水分容量  $C$  と透水係数  $K$  は、凍結時の間隙径分布  $g_1(r)$  を用いて表現すれば良いと考えられる。

$C$  は式(3.50)で定義され、 $K$  は式(3.58)の Mualem<sup>17)</sup>が提示したモデルで表すことができる。

$$K = K_{sat} \cdot \left( \frac{\theta - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^{1/2} \left( \int_0^\theta \frac{1}{\psi} d\theta / \int_0^n \frac{1}{\psi} d\theta \right)^2 \quad (3.58)$$

ここに、 $K_{sat}$  は飽和透水係数[ m/s ],  $\theta$  は含水率,  $\theta_r$  は残留体積含水率,  $\psi$  は圧力水頭である。飽和透水係数  $K_{sat}$  は水の粘性の関数であり、よって温度に依存するが、今回は間隙構造の変化による水分挙動の変化に着目し、考察を容易にするために一定と仮定した。

凍結時の比水分容量  $C$  は定義式(3.50)から、式(3.57)で表される凍結時の含水率  $\theta$  を圧力水頭  $\psi$  で微分すれば得られる。凍結時の透水係数  $K$  は、式(3.58)を見ると右辺に  $d\theta$  の項を持っているので、凍結時の比水分容量  $C$  を全微分形式にし、これを式(3.58)に代入して整理すれば得ることができる。導出方法は未凍結時、凍結時ではほぼ同じであるので、式展開が複雑な凍結時の比水分容量  $C$  と透水係数  $K$  の導出過程を以下に示す。

まず、凍結時の比水分容量  $C$  を導出する。導出にあたっては、3.4.1(1)と同様に、未凍結時の間隙径分布  $g_0(r)$  が図3.20a)に示す形状であるとする。そして、間隙径  $r$  が  $r_1 < r < r_2$  の間隙に入っている水が凍結し、凍結時の間隙径分布  $g_1(r)$  は、図3.20b)に示す形状になっていると想定する。式(3.57)を圧力水頭  $\psi$  で微分すると、凍結時の比水分容量  $C$  は式(3.59)のようになる；

$$C = \begin{cases} 0 & (\psi_2 \leq \psi \leq \psi_1) \\ \alpha \frac{n - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi}(-\psi)} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} & (\psi < \psi_2, \psi_1 < \psi) \end{cases} \quad (3.59)$$

ここに、 $\alpha$  は式(3.52)の、凍結時の間隙径分布  $g_1(r)$  を間隙径  $r$  が  $-\infty < r < \infty$  の範囲で積分したものが1となる

ようにする補正係数,  $\psi_1$  は間隙径  $r_1$  に対応する圧力水頭( $=-A/r_1$ ),  $\psi_2$  は間隙径  $r_2$  に対応する圧力水頭( $=-A/r_2$ ),  $\psi_m$  は圧力水頭の幾何平均( $=-A/r_m$ )である。

次に凍結時の透水係数  $K$  を導出する。式(3.58)の右辺にある  $d\theta$  を  $d\psi$  に変数変換するために, 式(3.58)に式(3.59)を代入すると,

$$K = \begin{cases} K_{sat} \left( \frac{\theta - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^{1/2} \left[ \frac{\int_{\psi}^{-\infty} \alpha \frac{n - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi}\psi^2} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi}{\int_0^{-\infty} \frac{n - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi}\psi^2} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi} \right]^2 & (\psi < \psi_2) \\ K_{sat} \left( \frac{\theta|_{\psi=\psi_2} - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^{1/2} \left[ \frac{\int_{\psi}^{-\infty} \alpha \frac{n - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi}\psi^2} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi \Big|_{\psi=\psi_2}}{\int_0^{-\infty} \frac{n - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi}\psi^2} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi} \right]^2 & (\psi_2 \leq \psi \leq \psi_1) \\ K_{sat} \left( \frac{\theta - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^{1/2} \left[ \frac{\int_{\psi_2}^{-\infty} \alpha \frac{n - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi}\psi^2} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi + \int_{\psi}^{\psi_1} \alpha \frac{n - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi}\psi^2} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi}{\int_0^{-\infty} \frac{n - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi}\psi^2} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi} \right]^2 & (\psi_1 < \psi) \end{cases} \quad (3.60)$$

となる。ここに,  $\phi$  は含水率である。含水率  $\theta$  は, 凍結時の含水率の関係式(3.57)から求めたものを代入する。

$\ln(\psi/\psi_m)/\sigma = u$  とすると,  $d\psi = \psi \sigma du$ ,  $\psi = \psi_m \exp(u\sigma)$  となるから, これらを代入して整理すると

$$K = \begin{cases} K_{sat} \left( \frac{\theta - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^{1/2} \left( \alpha \frac{n - \phi - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^2 \left[ \frac{\int_{\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(u + \sigma)^2\right\} du}{\int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(u + \sigma)^2\right\} du} \right]^2 & (\psi < \psi_2) \\ K_{sat} \left( \frac{\theta|_{\psi=\psi_2} - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^{1/2} \left( \alpha \frac{n - \phi - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^2 \left[ \frac{\int_{\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(u + \sigma)^2\right\} du \Big|_{\psi=\psi_2}}{\int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(u + \sigma)^2\right\} du} \right]^2 & (\psi_2 \leq \psi \leq \psi_1) \\ K_{sat} \left( \frac{\theta - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^{1/2} \left( \alpha \frac{n - \phi - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^2 \times \left[ \frac{\int_{\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma}}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(u + \sigma)^2\right\} du + \int_{\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}}^{\frac{\ln(\psi_1/\psi_m)}{\sigma}} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(u + \sigma)^2\right\} du}{\int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(u + \sigma)^2\right\} du} \right]^2 & (\psi_1 < \psi) \end{cases} \quad (3.61)$$

そして  $u + \sigma = x$  とおくと,  $du = dx$  より最終的に以下のように表される ;

$$K = \begin{cases} K_{sat} \cdot \left( \frac{\theta - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^{1/2} \left( \alpha \frac{n - \phi - \theta_r}{n - \theta_r} Q\left( \frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right) \right)^2 & (\psi < \psi_2) \\ K_{sat} \cdot \left( \frac{\theta|_{\psi=\psi_2} - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^{1/2} \left( \alpha \frac{n - \phi - \theta_r}{n - \theta_r} Q\left( \frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right) \right)^2 & (\psi_2 \leq \psi \leq \psi_1) \\ K_{sat} \cdot \left( \frac{\theta - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^{1/2} \left( \alpha \frac{n - \phi - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^2 \left( Q\left( \frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right) - Q\left( \frac{\ln(\psi_1/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right) + Q\left( \frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right) \right)^2 & (\psi_1 < \psi) \end{cases} \quad (3.62)$$



ここに、 $Q(x)$ は式(2.17)で表される余正規分布関数である。凍結時および未凍結時の圧力水頭 $\psi$ と比水分容量 $C$ の関係 ( $\psi-C$  関係)を見ると (図 3.21b), 氷に相変化している  $\psi_2 \leq \psi \leq \psi_1$  の区間に圧力水頭 $\psi$ がある場合には、 $C$  を  $0 \text{ m}^{-1}$  としているが、これは、圧力水頭 $\psi$ がこの区間にある場合、含水率 $\theta$ は増加し得ないためである。圧力水頭 $\psi$ がそれ以外の区間 ( $\psi < \psi_2$ ,  $\psi_1 < \psi$ ) にある場合は、未凍結時の比水分容量 $C$ と全く同じである。凍結時および未凍結時の圧力水頭 $\psi$ と透水係数 $K$ の関係 ( $\psi-K$  関係)を見ると (図 3.21c), 未凍結時には圧力水頭 $\psi$ が増加して  $0 \text{ m}$  に近づくにつれて、透水係数 $K$ は増加していくことが分かる。なお、圧力水頭 $\psi=0 \text{ m}$ での透水係数は飽和透水係数 $K_{sat}$ に等しい。一方、凍結時には、圧力水頭 $\psi$ が $\psi < \psi_2$ の範囲にある場合、圧力水頭 $\psi$ が増加するにつれて、未凍結時と全く同じ様に透水係数 $K$ は増加するが、氷に相変化している  $\psi_2 \leq \psi \leq \psi_1$  の区間では透水係数 $K$ は一定値となる。これは、圧力水頭 $\psi$ がこの区間にある場合、間隙が氷で占められているためである。そして、圧力水頭 $\psi$ が $\psi_1 < \psi$ の範囲にある場合、透水係数 $K$ は再び増加に転じている。圧力水頭 $\psi=0 \text{ m}$ での透水係数は、一部の間隙水が凍結しているために透水性が低下し、飽和透水係数 $K_{sat}$ より小さな値となる。

以上より、凍結時の水分移動解析が理論的には行えることになった。しかしながら、実際に数値計算を行うと、解が発散してしまう問題が生じた。これは、比水分容量 $C$ が、圧力水頭 $\psi=\psi_1, \psi_2$ の点で値が急変することと、 $\psi_2 \leq \psi \leq \psi_1$ の区間で比水分容量 $C=0 \text{ m}^{-1}$ となることに起因すると考えられた (図3.21b)。そこで、不連続点 $\psi_1, \psi_2$ で、比水分容量 $C$ を連続曲線に近似し、不連続点で値が滑らかに変化するように修正を行った。まず、凍結時の間隙径分布 $g_1(r)$ を曲線近似することを考える。ここでは平均 $\mu [\text{m}]$ 、標準偏差 $\sigma_x [\text{m}]$ の正規分布の累積分布関数 $B [1/\text{m}]$ を用いて曲線近似することとした；

$$B = \int_0^r \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_x} \exp\left\{-\frac{(r-\mu)^2}{2\sigma_x^2}\right\} dr \quad (3.63)$$

標準偏差 $\sigma_x$ は、発散が生じないように十分大きな値とし、かつ曲線近似する範囲をできる限り小さくするために  $5 \times 10^{-4} \text{ mm}$  とした。一例として、平均 $\mu=0.1 \text{ mm}$ としたときの、正規分布の累積分布関数 $B$ の関数形を図 3.22 に示す。標準偏差 $\sigma_x$ が小さいため、間隙径 $r=0.1 \text{ mm}$ の周りの非常に小さい範囲で $B$ の値は変化することが分かる。

正規分布の累積分布関数 $B$ を用いて曲線近似した凍結時の間隙径分布 $g_2(r)$ は以下のように手順で得た：

- 1)  $r_a$  を不連続点  $r_1$  と  $r_2$  の中間点 ( $= (r_1 + r_2) / 2$ ) とする。
- 2) 間隙径  $r$  が  $r \leq r_a$  の範囲にあるときは、式(3.63)の平均 $\mu$ に不連続点  $r_2$  を代入し、未凍結時の間隙径分布  $g_0(r)$  に  $(1-B)$  と  $\alpha$  を乗じる。
- 3) 間隙径  $r$  が  $r_a < r$  の範囲にあるときは、式(3.63)の平均 $\mu$ に不連続点  $r_1$  を代入し、未凍結時の間隙径分布  $g_0(r)$  に  $B$  と  $\alpha$  を乗じる。
- 4) 曲線近似した凍結時の間隙径分布  $g_2(r)$  は下式で表される；

$$g_2(r) = \begin{cases} \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right] \left[1 - \int_0^r \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_x} \exp\left\{-\frac{(r-r_2)^2}{2\sigma_x^2}\right\} dr\right] & (r \leq r_a) \\ \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right] \times \int_0^r \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_x} \exp\left\{-\frac{(r-r_1)^2}{2\sigma_x^2}\right\} dr & (r_a < r) \end{cases} \quad (3.64)$$

式(3.64)を用いて、曲線近似した凍結時の比水分容量 $C$ を導出する。式(3.59)の凍結時の比水分容量 $C$ を導いた時は、式(3.56)の凍結時の含水率 $\theta$ を、圧力水頭 $\psi$ で微分する手順をとった。しかし、この他にも、未凍結時の間隙径分布 $g_0(r)$ の関係式(2.12)を見れば分かるように、未凍結時の間隙径分布 $g_0(r)$ は、含水率 $\theta$ を間隙径 $r$ で微分し、 $(n-\theta_r)$ 、つまり有効間隙率で除したものとしても表現することができる。再掲すると

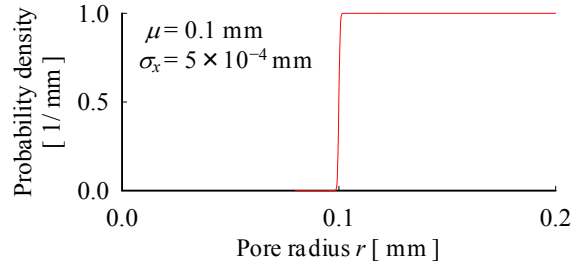
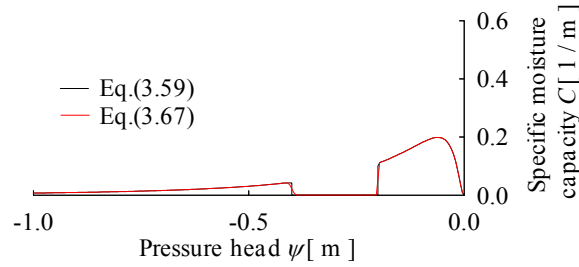
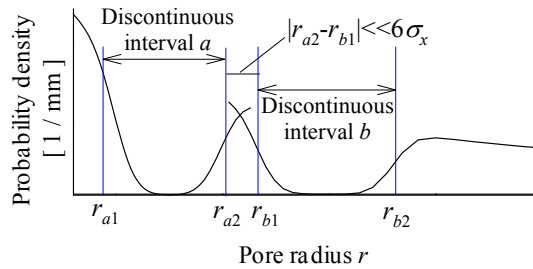
図3.22 比水分容量 $C$ の曲線近似に用いた正規分布の累積分布関数 $B$ (平均 $\mu = 0.1$  mm, 標準偏差 $\sigma_x = 5 \times 10^{-4}$  mm)

図 3.23 曲線近似した凍結時における比水分容量

図 3.24 2つの不連続区間 $a$ ,  $b$ が密接して存在する間隙径分布を  
曲線近似した際に曲線が重なった場合の概要図

$$g_0(r) = \frac{1}{n - \theta_r} \frac{d\theta}{dr} \quad (2.12)$$

である。式(2.12)と、比水分容量 $C$ の定義式(3.50)を比較すれば、比水分容量 $C$ は未凍結時の間隙径分布 $g_0(r)$ において、間隙径 $r$ を圧力水頭 $\psi$ に変数変換し、有効間隙率( $n - \theta_r$ )を乗じて導出することができる。これは凍結時でも適用できる。なぜなら、曲線近似した凍結時の間隙径分布 $g_2(r)$ は式(2.12)と同様に

$$g_2(r) = \frac{1}{(n - \phi - \theta_r)} \frac{d\theta}{dr} \quad (3.65)$$

と表現できるからである。曲線近似した凍結時の間隙径分布 $g_2(r)$ において、間隙径 $r$ を圧力水頭 $\psi$ に変数変換し、有効間隙率( $n - \phi - \theta_r$ )を乗じれば、曲線近似した凍結時の比水分容量 $C$ を得ることができる。

まず、間隙径 $r$ を、式(2.10)の関係をを用いて圧力水頭 $\psi$ に変数変換する。式(3.65)に式(3.64)を代入し、 $dr = -A\psi^{-2}d\psi$ ,  $\psi_1 = A/r$ ,  $\psi_2 = A/r_2$ の関係をを用いれば、

$$\frac{1}{(n-\phi-\theta_r)} \frac{d\theta}{d\psi} \frac{1}{(-A\psi^{-2})} = \begin{cases} \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi}\sigma(A/\psi)} \exp\left[-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right] \left[1 - \int_0^\psi \frac{(-A\psi^{-2})}{\sqrt{2\pi}\sigma_x} \exp\left\{-\frac{(A/\psi - A/\psi_2)}{2\sigma_x^2}\right\} d\psi\right] & (\psi \leq \psi_a) \\ \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi}\sigma(A/\psi)} \exp\left[-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right] \times \int_0^\psi \frac{(-A\psi^{-2})}{\sqrt{2\pi}\sigma_x} \exp\left\{-\frac{(A/\psi - A/\psi_1)}{2\sigma_x^2}\right\} d\psi & (\psi_a < \psi) \end{cases} \quad (3.66)$$

となる。ここに、 $\psi_a$  は間隙径  $r_a$  に対応する圧力水頭 ( $= -A/r_a$ ) である。圧力水頭  $\psi$  が  $\psi \leq \psi_a$  にある場合は  $(A/\psi - A/\psi_2)/\sigma_x = u_1$  とおき、 $\psi_a < \psi$  にある場合は  $(A/\psi - A/\psi_1)/\sigma_x = u_2$  とおくと、それぞれ  $-A\psi^{-2} d\psi/\sigma_x = du_1$ 、 $-A\psi^{-2} d\psi/\sigma_x = du_2$  となるので、これらを代入して整理すれば、曲線近似した凍結時の  $C$  が式(3.67)のように得られる；

$$C = \begin{cases} \alpha \frac{n-\phi-\theta_r}{\sqrt{2\pi}(-\psi)} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \left[1 - \int_{\frac{A}{\sigma_x\psi_2}}^{\frac{A}{\sigma_x\psi}} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{u^2}{2}\right\} du\right] & (\psi \leq \psi_a) \\ \alpha \frac{n-\phi-\theta_r}{\sqrt{2\pi}(-\psi)} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \times \int_{\frac{A}{\sigma_x\psi_1}}^{\frac{A}{\sigma_x\psi}} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{u^2}{2}\right\} du & (\psi_a < \psi) \end{cases} \quad (3.67)$$

曲線近似した比水分容量  $C$  を図で表すと図 3.23 の赤線で示すようになる。図より、不連続点で連続的に値が変化するようにになっているのが分かる。なお、圧力水頭  $\psi$  が  $\psi_2 \leq \psi \leq \psi_1$  の凍結区間にある場合は比水分容量  $C = 0 \text{ m}^{-1}$  として取り扱ってきたが、計算が収束しないことから、この範囲でも比水分容量  $C$  が微小な値 ( $= 10^{-7} \text{ m}^{-1}$ ) をとると仮定した。

さらに凍結が進行し、間隙径分布の不連続となる区間が複数生じる場合も、区間ごとに上の議論を適用すれば良い。ただし、注意しなければならない点がある。それは、確率変数が平均  $\mu$ 、分散  $\sigma_x^2$  の正規分布に従うとき、確率変数は  $\mu \pm 3\sigma_x$  の範囲内にほぼ存在するという性質があることから、各不連続区間で曲線近似を行う場合、隣り合う不連続区間の端と端の距離が  $6\sigma_x$  程度では、曲線が重なってしまうという点である (図 3.24)。このような場合は、隣り合う 2 つの不連続区間が 1 つに統合できると仮定して、間隙径分布を求めることとした。

### 3.4.2 凍結時における風化基岩内の水分移動特性

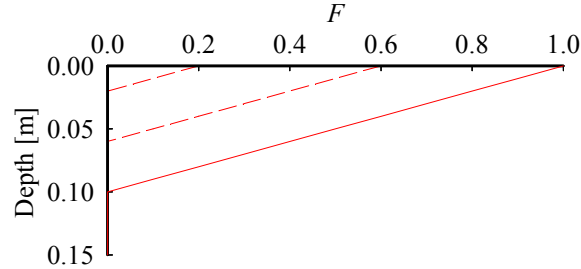
#### (1) 計算条件と計算手順

以上の解析手法を用いて計算を行う。本計算により、凍結時における風化基岩内の水分挙動を検討する。特に、地下水の位置や凍結時間などの、諸条件の違いが水分移動特性に与える影響を考察する。

計算は風化基岩のカラムを想定し、鉛直 1 次元、有限要素法により行った。有限要素の分割間隔は 0.01 m とした。表 3.3 に計算条件を示す。本節では、地下水面の深度  $z_{gw}$  [m] と凍結が進行する時間  $T_{freeze}$  [hr] を組み合わせて、Case3-4 ~ Case3-7 の 4 条件を設定した。まず、地下水の位置により凍結層への水分供給量が異なると考えられるため、地下水面の深度  $z_{gw}$  が 0.11 m である場合と、1 m である場合の 2 ケースを考えた。また、凍結速度が異なれば水分移動に違いが表れると予想されるため、凍結が進行する時間  $T_{freeze}$  が 1 時間の場合と、6 時間の場合の 2 ケースを考えた。Case3-4 は、地下水面の深度  $z_{gw}$  が 0.11 m で、凍結が進行する時間  $T_{freeze}$  が 1 時間の条件である。Case3-5 は、地下水面の深度  $z_{gw}$  が 0.11 m で、凍結が進行する時間  $T_{freeze}$  が 6 時間の条件である。Case3-6 は、地下水面の深度  $z_{gw}$  が 1 m で、凍結が進行する時間  $T_{freeze}$  が 1 時間の条件である。Case3-7 は、地下水面の深度  $z_{gw}$  が 1 m で、凍結が進行する時間  $T_{freeze}$  が 6 時間の条件である。なお、Case3-4、Case3-5 では風化基岩カラムの高さを 0.11 m とし、Case3-4、Case3-5 では高さを 1.0 m とした。

表 3.3 計算条件

	Groundwater level $z_{gw}$ [m]	Freezing time $T_{freeze}$ [hr]
Case3-4	0.11	1
Case3-5	0.11	6
Case3-6	1	1
Case3-7	1	6

図 3.25 計算で与えた結氷率  $F$  の時間変化の様子

風化基岩内の間隙水の凍結量は、式(3.68)で定義する結氷率  $F$  を用いて表現することとした；

$$F \equiv \frac{\phi}{\theta - \theta_r + \phi} \quad (3.68)$$

ここに、 $\phi$  は含氷率、 $\theta$  は含水率、 $\theta_r$  は残留体積含水率である。結氷率  $F$  は 0 ~ 1 の値をとり、例えば  $F = 0$  は  $\theta > \theta_r$  かつ  $\phi = 0$  のときで、未凍結状態を表す。 $F = 1$  は  $\theta = \theta_r$  かつ  $\phi > 0$  の時であり、 $\theta = \theta_r$  では毛管作用により移動できる水分は無いことになるため、計算上この時を完全に凍結した場合とした。  $0 < F < 1$  では間隙水の一部が凍結していることを表す。そして結氷率  $F$  は

$$F = \frac{1}{T_{freeze}} t - \frac{z}{z_0} \quad \text{ただし、} F \geq 0 \quad (3.69)$$

と、時間  $t$  と深度  $z$  の関数で表されると仮定した。ここに、 $z_0$  は最大凍結深さ[m]である。ここでは、Case3-4 ~ Case3-7 の全ての条件で、最大凍結深さが  $z_0 = 0.10$  m とし、地表面から 0.10 m の範囲のみ凍結するようにした。式(3.69)を図示すると図3.25のようになり、結氷率  $F$  は地表面から徐々に大きくなるように変化する。風化基岩カラム上端（ $z = 0.0$  m）で  $F = 1.0$  となれば、 $F$  の深度分布を固定し、その状態で計算を継続した。最大計算時間  $t_{max}$  [sec] は全てのケースで 1000 hr とした。

境界条件および初期条件を述べる。境界条件として、上端では水分フラックスが常に 0 m/sec、下端では地下水面を設定して常に圧力水頭  $\psi = 0$  m とした。圧力水頭  $\psi$  の初期条件は、深度  $z$  を鉛直下向きに正とすれば、式(3.70)で表され、水分移動のない平衡状態とした。また、初期条件として、含氷率  $\phi$  は深度方向に一律に 0 とした。

$$\psi = z - z_{gw} \quad (3.70)$$

計算を行うにあたっては、間隙率  $n = 0.29$ 、残留体積含水率  $\theta_r = 0.23$ 、圧力水頭の幾何平均  $\psi_m = -0.2$  m、標準偏差  $\sigma = 1.09$  とした。これらの値は、田上山地の裸地斜面において、深度 0 ~ 10 cm から採取した風化花崗岩サンプルについて pF 試験を実施した結果、得られたものである。飽和透水係数  $K_{sat}$  は  $2.9 \times 10^{-3}$  mm/sec とした。これは、田上山地の裸地斜面において、深度 0 ~ 10 cm から採取した風化花崗岩サンプルについて変水位透水試験を実施して得られたものである。

計算手順を述べる。計算のフローチャートを図3.26に示し、以下の手順で計算を行う：

- 1) 初期条件（ $t = 0$  min）として圧力水頭  $\psi(t = 0 \text{ min})$ 、含氷率  $\phi(t = 0 \text{ min})$  の深度分布を与える。
- 2)  $t + \Delta t$  秒後の結氷率  $F(t + \Delta t)$  を式(3.69)から求める。

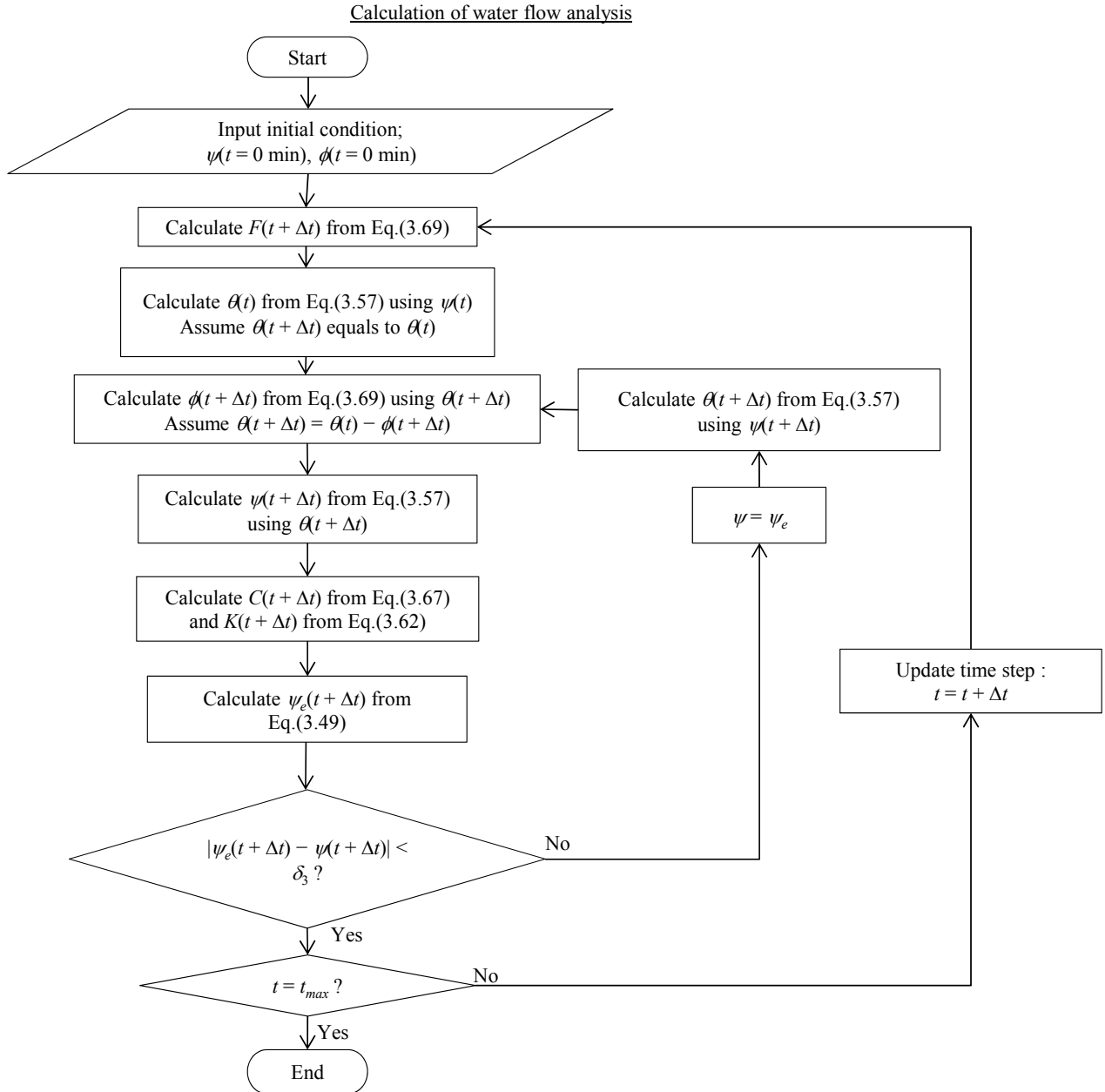


図 3.26 凍結時の水分移動解析のフローチャート

- 3) 圧力水頭  $\psi(t)$  を式(3.57)に代入して含水率  $\theta(t)$  を求め、 $\theta(t+\Delta t) = \theta(t)$  と仮定する。
- 4) 含水率  $\theta(t+\Delta t)$  を式(3.69)に代入して含水率  $\phi(t+\Delta t)$  を求める。 $\theta(t+\Delta t) = \theta(t+\Delta t) - \phi(t+\Delta t)$  と置き直す。
- 5) 含水率  $\theta(t)$  を式(3.57)に代入し、圧力水頭  $\psi(t)$  を求める。
- 6) 含水率  $\theta(t+\Delta t)$  および含水率  $\phi(t+\Delta t)$  から、比水分容量  $C(t+\Delta t)$  と透水係数  $K(t+\Delta t)$  をそれぞれ式(3.67), (3.62)より求める。
- 7) 比水分容量  $C(t+\Delta t)$  と透水係数  $K(t+\Delta t)$  を水分移動方程式(3.49)に代入して圧力水頭  $\psi_e(t+\Delta t)$  を計算によって求める。
- 8) 手順5)で得られた圧力水頭  $\psi(t+\Delta t)$  と、手順7)で得られた圧力水頭  $\psi_e(t+\Delta t)$  の差の絶対値  $|\psi(t+\Delta t) - \psi_e(t+\Delta t)|$  が許容値  $\delta_3$  以内であれば、 $t = t + \Delta t$  として時間を更新し、手順2)に戻って  $t + \Delta t$  秒後の結氷率  $F(t+\Delta t)$  を計算し解析を進めていく。 $|\psi(t+\Delta t) - \psi_e(t+\Delta t)|$  が許容値  $\delta_3$  を超える場合は、 $\psi(t +$

$\Delta t) = \psi_e(t + \Delta t)$ として手順3)に戻り、許容値以内となるまで繰り返し計算する。なお、 $\delta_3$ の値は、誤差が十分小さくなると考えられる値として0.001 mとした。

9) 最大計算時間  $t_{max}$  に達するまで計算を行う。

## (2) 計算結果と考察

図 3. 27～3. 30 は、それぞれ表 3. 3 の Case3-4～Case3-7 の計算条件で水分移動解析を行った結果を示す。図 3. 27 は Case3-4 の、地下水面の位置  $z_{gw}$  が 0.11 m、凍結が進行する時間  $T_{freeze}$  が 1 時間の場合で計算を行ったときの計算結果であり、図 3. 27a) は含水率  $\theta$  および含氷率  $\phi$  の時系列変化を、また図 3. 27b) は圧力水頭  $\psi$  の時系列変化を示す。なお含水率  $\theta$ 、含氷率  $\phi$  をそれぞれ直線と破線で、深度  $z = 0.5$  cm、4.5 cm 地点の水分フラックスをベクトルとして示している。

まず、図 3. 27 に示す Case3-4 の計算結果について考察し、凍結時の水分移動特性を検討する。図 3. 27a) の含水率  $\theta$  および含氷率  $\phi$  の時系列変化を見ると、計算開始から 1 時間後の凍結が完了した瞬間、凍結層である地表面から 0.1 m の間では、初期状態よりも含水率  $\theta$  は低下し、含氷率  $\phi$  は増加していることが分かる。例えば、深度  $z = 0.0$  m の風化基岩カラム上端では、初期状態で含水率  $\theta$  は 0.273、含氷率  $\phi$  は 0 であったのが、計算開始から 1 時間後には、含水率  $\theta$  は 0.232 まで低下し、含氷率  $\phi$  は 0.041 まで増加している。計算開始から 1.25 時間後には、計算開始から 1 時間後の凍結が完了した瞬間に比べ、含氷率  $\phi$  は変化しないものの、含水率  $\theta$  がわずかに増加している。例えば、深度  $z = 0.0$  m のカラム上端では含水率が 0.234 となり、0.002 だけ増加している。凍結が完了した後に含水率が  $\theta$  が増加したのは、図 3. 27a) で水分フラックスが上向きとなっていることから分かるように、地下からの水分供給があったためである。例えば、深度  $z = 4.5$  cm 地点での水分フラックスは、計算開始から 1 時間後では上向きに約 0.72 cm/day、1.25 時間後では上向きに約 0.09 cm/day である。なお、深度  $z = 0.5$  cm 地点でも、上向きの水分フラックスが生じているものの、その大きさが約 0.002 cm/day と小さく、図にベクトルとして表示していない。しかしながら、計算開始から 6 時間が経過しても、含水率  $\theta$  はほとんど増加していない。これは、図 3. 21a) に示す、凍結時の水分特性曲線を用いて説明すると、含水率  $\theta$  が増加するためには、圧力水頭  $\psi$  が  $\psi > \psi_1$  となる必要があるが、このような条件を満たすほどの水分フラックスが生じなかったためと考えられる。

圧力水頭  $\psi$  の時系列変化を見ると、計算開始から 1 時間後には、凍結層内で圧力水頭が減少していることが分かる (図 3. 27b)。これは、間隙水の凍結によって液体状態の水分量が減少したためである。そして、凍結層の圧力水頭が低下することで、凍結層のピエゾ水頭が凍結層の下部のピエゾ水頭よりも小さくなり、上向きの水分移動が生じたと考えられる。凍結が完了した後は、上向きの水分移動により圧力水頭が回復し、計算開始から 1.25 時間後には深度  $z = 0.01 \sim 0.11$  m の範囲で圧力水頭はほぼ平衡状態となっている。さらに、計算開始から 6 時間後には、全領域にわたって初期と同じ圧力水頭の深度分布となり、平衡状態に達している。このことから、計算開始から 6 時間後以降には、水分移動は生じないと考えられる。以上より、間隙水の凍結に伴う圧力水頭の低下によって、凍結層と凍結層の下部とでピエゾ水頭に差が生じ、上向きの水分移動が生じたことが分かる。しかし、水分移動量はわずかであり、カラム上端での水分フラックスが非常に小さいことから、Case3-4 の条件では霜柱の発生が説明できるような水分供給はないと考えられる。

次に、Case3-4 よりも凍結が進行する時間  $T_{freeze}$  が長い、Case3-5 の条件で計算した結果について考察する。図 3. 28 は Case3-5 の、地下水面の位置  $z_{gw}$  が 0.11 m、凍結が進行する時間  $T_{freeze}$  が 6 時間の条件での計算結果である。図 3. 28a) は含水率  $\theta$  および含氷率  $\phi$  の時系列変化を、また図 3. 28b) は圧力水頭  $\psi$  の時系列変化を示す。図 3. 28a) を見ると、計算開始から 6 時間後までにおいて、つまり凍結が完了するまでの間に、凍結層である地表面から 0.1 m の間で含水率  $\theta$  が低下し、含氷率  $\phi$  が増加している。例えば、深度  $z = 0.0$  m の風化



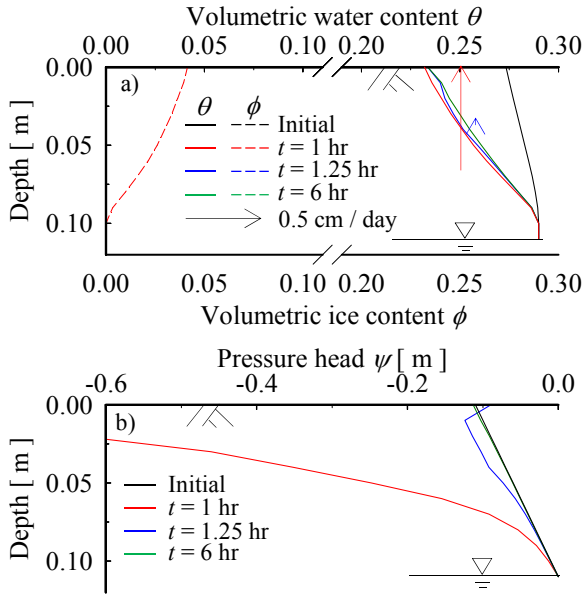


図 3.27 含水率，含氷率，圧力水頭の時系列変化  
(Case3-4)：

- a) 含水率，含氷率の時系列変化  
b) 圧力水頭の時系列変化

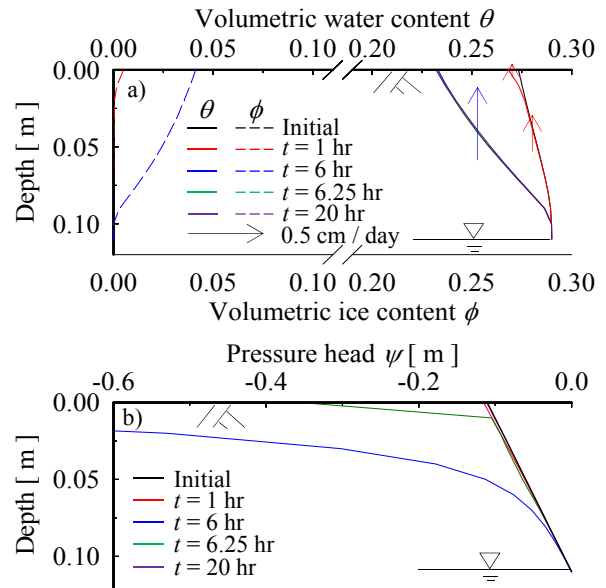


図 3.28 含水率，含氷率，圧力水頭の時系列変化  
(Case3-5)：

- a) 含水率，含氷率の時系列変化  
b) 圧力水頭の時系列変化

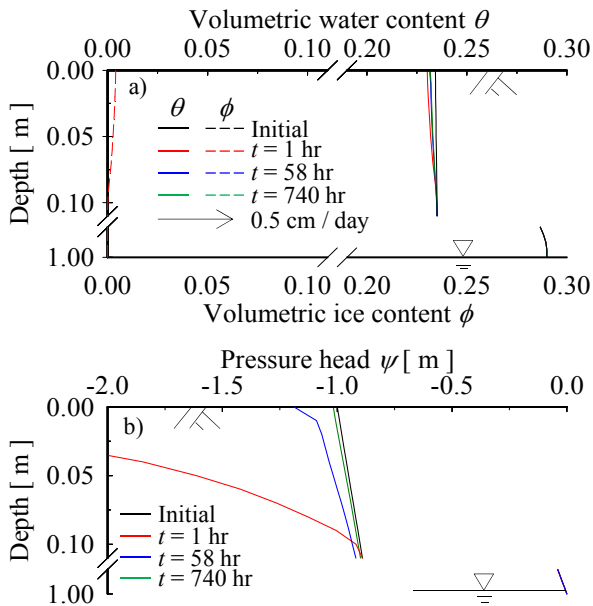


図 3.29 含水率，含氷率，圧力水頭の時系列変化  
(Case3-6)：

- a) 含水率，含氷率の時系列変化  
b) 圧力水頭の時系列変化

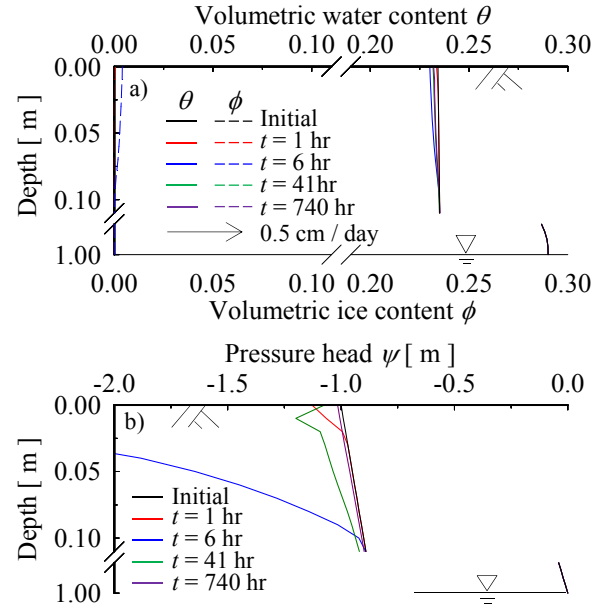


図 3.30 含水率，含氷率，圧力水頭の時系列変化  
(Case3-7)：

- a) 含水率，含氷率の時系列変化  
b) 圧力水頭の時系列変化

基岩カラム上端では、初期状態で含水率 $\theta$ は 0.273 であったのが、計算開始から 1 時間後には 0.268, 6 時間後には 0.232 まで低下している。さらに、計算開始から 6.25 時間後、つまり凍結が完了した後は、カラム上端で含水率は 0.233 とわずかに増加している。このときの水分フラックスを見ると、例えば  $z = 4.5$  cm 地点では上向きに約 0.54 cm / day の水分フラックスが生じている。従って、凍結時に地下から凍結層への水分供給があったことが分かる。しかし、計算開始から 20 時間が経過しても含水率 $\theta$ は増加していない。これは、Case3-4 と同様に、水分フラックスは上向きに生じているものの、その絶対量はごくわずかであるためと考えられる (図 3. 28a)。凍結時における圧力水頭 $\psi$  の変化を見ると、計算開始から 6 時間後まで、次第に圧力水頭 $\psi$  が減少している (図 3. 28b)。計算開始から 6 時間が経過して凍結が完了した後は、圧力水頭が徐々に回復し、計算開始から 20 時間後には平衡状態に近い状態となっている。従って、計算開始から 20 時間後以降には、水分移動は発生しない。

ここで、計算条件の中で、凍結が進行する時間  $T_{freeze}$  のみが異なる、Case3-4 と Case3-5 の違いを比較する。まず、違いが見られるのは水分フラックスの大きさである。凍結完了後、深度  $z = 4.5$  cm 地点における水分フラックスは、Case3-4 では約 0.72 cm / day, Case3-5 では約 0.54 cm / day と、凍結が進行する時間  $T_{freeze}$  が短い Case3-4 の方が大きい。また、凍結が完了してから平衡状態に達するまでの時間は、 $T_{freeze}$  が短い Case3-4 では約 5 時間であったのに比べ、 $T_{freeze}$  が長い Case3-5 では 14 時間と、Case3-5 の方が長い。このことから、凍結が進行する時間が短いほど、換言すれば凍結する速度が速いほど水分フラックスは大きく、凍結が完了した後の圧力水頭 $\psi$  の回復速度が速くなることが推察される。

次に、地下水面の位置  $z_{gw}$  を Case3-4 よりも深部に設定した Case3-6 の条件で計算した結果について考察する。図 3. 29 は Case3-6 の、地下水面の位置  $z_{gw}$  が 1.0 m、凍結が進行する時間  $T_{freeze}$  が 1 時間の場合の結果である。図 3. 29a) は含水率 $\theta$ および含水率 $\phi$  の時系列変化を、図 3. 29b) は圧力水頭 $\psi$  の時系列変化を示す。

図 3. 29a) を見ると、計算開始から 1 時間後までにおいて、つまり凍結が完了するまでの間に含水率 $\theta$ は低下、含水率 $\phi$  は増加していることが分かる。例えば、カラム上端において、初期状態では含水率 $\theta$ が 0.232 であったのが、計算開始から 1 時間後の凍結完了時には 0.230 となっている。さらに、計算開始から 58 時間後、つまり凍結が完了した後は、カラム上端で含水率は 0.231 とわずかに増加しており、水分フラックスは深度  $z = 4.5$  cm 地点で上向きに約  $3 \times 10^{-6}$  cm / day である。水分フラックスは非常に小さいため、図には表示されていない。圧力水頭 $\psi$  の時系列変化を見ると、Case3-4 と同様に、計算開始から 1 時間後には、凍結により圧力水頭 $\psi$  が減少、凍結完了後は、時間の経過に伴って、凍結層で圧力水頭 $\psi$  が回復し、未凍結層から凍結層へ水分が供給されていることが分かる (図 3. 29b)。そして、計算開始から 740 時間後には平衡状態に近い状態となっている。

計算条件の中で、地下水面の位置  $z_{gw}$  のみが異なる、Case3-4 と Case3-6 を比較すると、地下水面の位置  $z_{gw}$  が Case3-4 よりも深部にある Case3-6 の方が、圧力水頭の再び平衡状態となるまでに要する時間が長いことが分かる。これは、地下水面が凍結層から離れた位置にあり、水分供給量が小さいためと考えられる。実際、凍結が完了した瞬間における、深度  $z = 4.5$  cm での水分フラックスは、Case3-4, Case3-5 でそれぞれ約 0.72 cm / day, 約 0 cm / day と Case3-6 の方が小さい。以上より、地下水面の位置が高いほど、凍結層への水分供給量は大きいことが分かる。また、霜柱が発生するためには、地下水面の位置が高いことが必要であると推察される。

最後に、Case3-4 に比べて地下水面の位置  $z_{gw}$  をより深部に設定し、凍結が進行する時間  $T_{freeze}$  が長い Case3-7 の条件で計算した結果について考察する。図 3. 30 は Case3-7 の、地下水面の位置  $z_{gw}$  が 1.0 m、凍結が進行する時間  $T_{freeze}$  が 6 時間の場合の結果である。図 3. 30a) は含水率 $\theta$ および含水率 $\phi$  の時系列変化を、また図 3. 30b) は圧力水頭 $\psi$  の時系列変化を示す。図 3. 30a) を見ると、Case3-6 と同様に、凍結による含水率

$\theta$ および含水率 $\phi$ の変化はごくわずかである。水分フラックスは非常に小さいため、図には表示されていない。図3.30b)の圧力水頭 $\psi$ の時系列変化を見ると、計算開始から6時間が経過して凍結が完了した後、非常に長い時間をかけて圧力水頭が回復し、計算開始から740時間後に圧力水頭はほぼ平衡状態となっている。計算条件の中で、凍結が進行する時間 $T_{freeze}$ のみが異なる、Case3-6とCase3-7とを比較すると、水分フラックスの大きさ、圧力水頭が再び平衡状態となるまでに要する時間に違いは見られない。これは、地下水面の位置が低く、 $T_{freeze}$ が異なることの影響が表れないほど、水分移供給量が少なかったためと考えられる。

### 3.5 凍結時における風化基岩内の熱伝導と水分移動の同時解析

3.4で凍結時の水分移動解析モデルを開発し、これを用いた数値実験により凍結時の水分移動特性を考察した。次に熱移動と水分移動を同時に解析可能とし、地表面温度を変えた時の水分移動特性と、それが風化基岩温度の推定に与える影響を考察する。熱移動の解析は、堤ら<sup>8)</sup>の提案する地表面温度を入力データとする熱伝導解析モデルで行うこととした。また本節では、凍結時における間隙率の増加による透水性、保水性の変化を考慮した計算も取扱い、そのときの水分移動特性を検討した。

#### 3.5.1 解析方法

##### (1) 基礎式

熱伝導方程式は式(3.7)、水分移動方程式は式(3.49)に示すものを用いた。式(3.9)の含水率 $\theta$ と含水率 $\phi$ 、風化基岩温度 $T_G$ の関係式にあたるものとして、本節では結氷率 $F$ が式(3.71)のように、風化基岩温度 $T_G$ の関数として表されるとした；

$$F = \frac{\phi}{\theta + \phi - \theta_r} = \begin{cases} 0 & (T_G \geq 0^\circ\text{C}) \\ 1 - \exp(a_2 T_G) & (T_G < 0^\circ\text{C}) \end{cases} \quad (3.71)$$

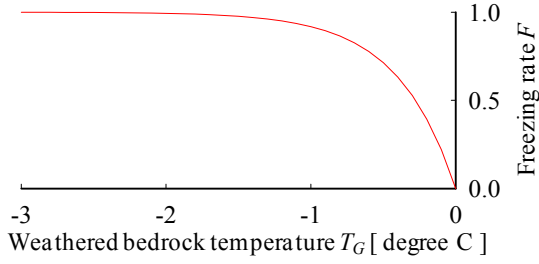
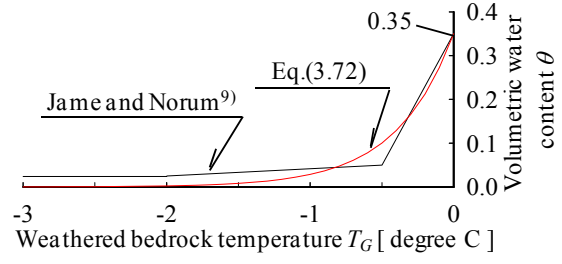
ここに、 $\theta_r$ は残留体積含水率、 $a_2$ は任意定数である。 $a_2$ の値は、Jame and Norum<sup>9)</sup>が行った土壌に対する実験で、 $-2^\circ\text{C}$ までに大部分の水が凍結することが分かっているため、これを参考として $a_2 = 2.5$ とした。図3.31に風化基岩温度 $T_G$ と式(3.71)で示される結氷率 $F$ との関係を示す。ここで、式(3.71)の関係が妥当か否か、検討しておく。そこで、式(3.71)を

$$\theta = (\theta + \phi - \theta_r) \exp(2.5 T_G) + \theta_r \quad (3.72)$$

と変形し、Jame and Norum<sup>9)</sup>らの実験条件と合わせるために、残留体積含水率 $\theta_r$ を0と仮定し、水と氷の存在割合( $\theta + \phi$ )が0.35で一定と仮定する。すると、式(3.72)から得られる風化基岩温度 $T_G$ と含水率 $\theta$ の関係は、図3.31に示す赤線のようになる。図3.31には、Jame and Norum<sup>9)</sup>により求められた温度と含水率の関係も示すが、両者を比較すると、式(3.72)から得られる風化基岩温度 $T_G$ と含水率 $\theta$ の関係は、Jame and Norum<sup>9)</sup>により求められた温度と含水率の関係と概ね一致している。従って、式(3.71)の関係をを用いることに問題はないと思われる。

なお、本節では間隙水の凍結膨張により間隙率が増加し、そのときの透水性と保水性の変化を考慮した計算も行う。間隙率が増加することは、第2章で述べた風化花崗岩に対する実験の結果、凍結前の1.1～1.3倍となることが分かっている。本来ならば、凍結時に間隙率が増加することを考える場合、式(3.49)の水分移動方程式も変形する必要がある。しかし、本節では間隙率の増加によって透水性と保水性が変化したときの水分挙動を見るため、式(3.49)はそのまま用いることとした。

凍結していく過程でも、間隙率は徐々に大きくなっていくと推察されるが、増加の仕方が明らかでない。そこで、間隙率の増加率 $I_r$ が式(3.73)のように結氷率 $F$ の関数で表せると仮定した；

図 3.31 結氷率  $F$  と温度  $T_G$  の関係図 3.32 風化基岩温度  $T_G$  と含水率  $\theta$  の関係

$$I_r = E \cdot F = E \cdot \frac{\phi}{\theta + \phi - \theta_r} \quad (3.73)$$

ここに、 $E$  は間隙率の最大増加率である。

間隙率の増加を考慮すると、含水率 $\theta$ 、比水分用量 $C$ 、透水係数 $K$ が変化すると予想される。厳密には、間隙の増加量は間隙径により異なると考えられるが、簡単のため間隙の存在割合は間隙率の増加によって変わらないと仮定する。すると、間隙率の増加を考慮した時の含水率 $\theta$ 、比水分容量 $C$ 、透水係数 $K$ は、各式に含まれる間隙率 $n$ に間隙率の増加率 $I_r$ を乗じるだけとなり、それぞれ以下のようになる；

$$\theta = \begin{cases} \alpha(I_r n - \theta_r) Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) + \theta_r & (\psi < \psi_2) \\ \alpha(I_r n - \theta_r) Q\left(\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma}\right) + \theta_r & (\psi_2 \leq \psi \leq \psi_1) \end{cases} \quad (3.74)$$

$$C = \begin{cases} \alpha(I_r n - \theta_r) \left[ Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) - Q\left(\frac{\ln(\psi_1/\psi_m)}{\sigma}\right) + Q\left(\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma}\right) \right] + \theta_r & (\psi_1 < \psi) \\ \alpha \frac{I_r n - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi}(-\psi)} \exp\left[-\frac{\{\ln(\psi/\psi_m)\}^2}{2\sigma^2}\right] \int_{\sigma_x \psi_1}^u \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{u^2}{2}\right) du & (\psi \leq \psi_a) \\ \alpha \frac{I_r n - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi}(-\psi)} \exp\left[-\frac{\{\ln(\psi/\psi_m)\}^2}{2\sigma^2}\right] \left[ 1 - \int_{\sigma_x \psi_2}^u \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(\frac{u^2}{2}\right) du \right] & (\psi > \psi_a) \end{cases} \quad (3.75)$$

$$K = \begin{cases} K_{sat} \left( \frac{\theta - \theta_r}{I_r n - \theta_r} \right)^{1/2} \left( \alpha \frac{I_r n - \phi - \theta_r}{I_r n - \theta_r} Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) + \sigma \right)^2 & (\psi < \psi_2) \\ K_{sat} \left( \frac{\theta|_{\psi=\psi_2} - \theta_r}{I_r n - \theta_r} \right)^{1/2} \left( \alpha \frac{I_r n - \phi - \theta_r}{I_r n - \theta_r} Q\left(\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma}\right) + \sigma \right)^2 & (\psi_2 \leq \psi \leq \psi_1) \\ K_{sat} \left( \frac{\theta - \theta_r}{I_r n - \theta_r} \right)^{1/2} \left( \alpha \frac{I_r n - \phi - \theta_r}{I_r n - \theta_r} \left[ Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) + \sigma \right] - Q\left(\frac{\ln(\psi_1/\psi_m)}{\sigma}\right) + \sigma \right) + Q\left(\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma}\right) + \sigma \right)^2 & (\psi_1 < \psi) \end{cases} \quad (3.76)$$

ここに、 $\alpha$ は式(3.52)の、凍結時の間隙径分布 $g_1(r)$ を間隙径 $r$ が $-\infty < r < \infty$ の範囲で積分したものが1となるようにする補正係数、 $\psi_m$ は圧力水頭の幾何平均( $= -A/r_m$ )、 $\psi_1$ は間隙径 $r_1$ に対応する圧力水頭( $= -A/r_1$ )、 $\psi_2$ は間隙径 $r_2$ に対応する圧力水頭( $= -A/r_2$ )、 $\sigma$ は標準偏差、 $K_{sat}$ は飽和透水係数である。

図 3.33 に未凍結時、凍結時、凍結時で間隙率が増加した場合の水分特性を表す。図 3.33a)は含水率 $\theta$ と圧力水頭 $\psi$ の関係（水分特性曲線）、図 3.33b)は比水分容量 $C$ と圧力水頭 $\psi$ の関係、図 3.33c)は透水係数 $K$ と

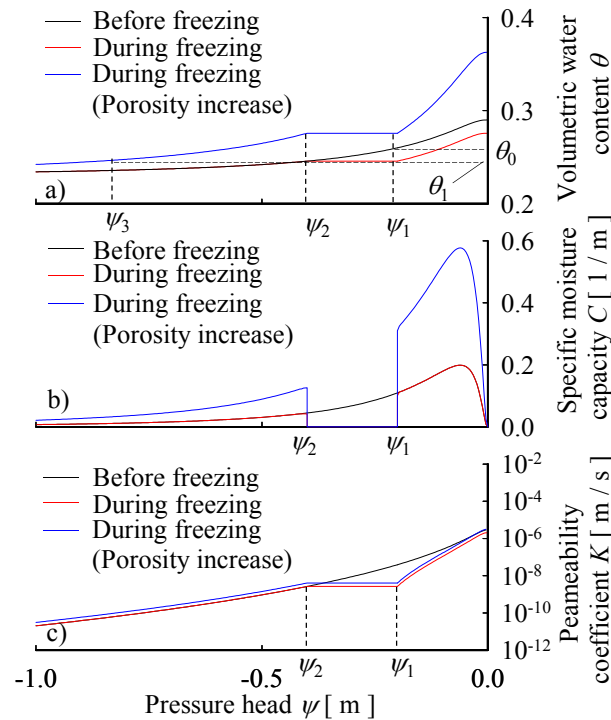


図 3.33 未凍結時，凍結時凍結時に間隙率が増加する場合の水分特性：

a) 水分特性曲線，b) 比水分容量－圧力水頭関係，c) 透水係数－圧力水頭関係

圧力水頭 $\psi$ の関係を示す。図 3.33a) の $\theta - \psi$  関係を見ると，間隙率の増加を考慮しない場合で，凍結前の圧力水頭が $\psi_1$ であったとした時，間隙水の一部が凍結した瞬間に圧力水頭は $\psi_2$ となり，含水率は $\theta_0$ から $\theta_1$ となる。一方，間隙率の増加を考慮する場合は，間隙率の増加により水が増減することはないと仮定しているため，凍結した瞬間の含水率は同じく $\theta_1$ であると考えられる。そして，圧力水頭は $\theta_1$ に対応する値 $\psi_3$ となり， $\psi_2$ よりも減少する。圧力水頭が $\psi_2$ から $\psi_3$ へと小さくなることで，圧力水頭の空間微分が大きくなり，より多くの水分供給が期待される。図 3.33b) の $C - \psi$  関係および図 3.33c) の $K - \psi$  関係を見ると，間隙率の増加を考慮する場合は比水分容量 $C$ ，透水係数 $K$ が増加しており，保水性と透水性が向上している。

## (2) 計算条件と計算手順

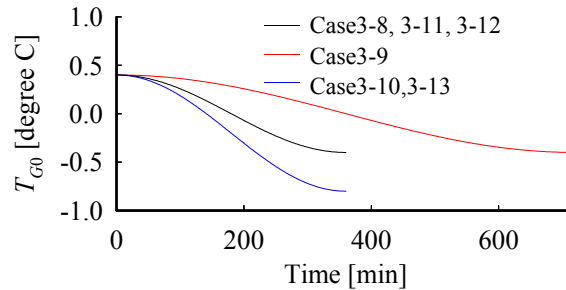
計算は，高さ0.2 mの風化基岩のカラムを想定し，鉛直一次元，有限要素法により行った。有限要素の分割間隔は0.01 mとした。表3.4に計算条件を示す。本研究では，風化基岩面温度（風化基岩カラム上端の温度）を変化させたときの，水分挙動と凍結深さの違いを検討する。風化基岩面温度 $T_{G0}$ は

$$T_{G0} = M_a \cos\left(\frac{t}{h_p} \pi\right) + T_h \quad (3.77)$$

と，温度の関数として与えた。ここに， $M_a$ は温度の最大変化量[ $^{\circ}\text{C}$ ]， $h_p$ は半周期[ $\text{min}$ ]， $T_h$ は温度の初期位相[ $^{\circ}\text{C}$ ]である。図3.34に，風化基岩面温度 $T_{G0}$ と時間 $t$ の関係を示す。Case3-8では，温度の最大変化量 $M_a = 0.4^{\circ}\text{C}$ ，半周期 $h_p = 360 \text{ min}$ ，温度の初期位相 $T_h = 0^{\circ}\text{C}$ とし，風化基岩面温度 $T_{G0}$ が $0.4^{\circ}\text{C}$ から $-0.4^{\circ}\text{C}$ まで6時間かけて変化する場合である。Case3-9は，温度の最大変化量 $M_a = 0.4^{\circ}\text{C}$ ，半周期 $h_p = 720 \text{ min}$ ，温度の初期位相 $T_h = 0^{\circ}\text{C}$ であり，Case3-8よりも凍結時間が2倍となった場合である。Case3-10は，温度の最大変化量 $M_a = 0.6^{\circ}\text{C}$ ，半周期 $h_p = 360 \text{ min}$ ，温度の初期位相 $T_h = -0.2^{\circ}\text{C}$ で，Case3-8と周期は同じであるものの，風化基岩面温度 $T_{G0}$ が

表3.4 熱移動と水分移動の同時解析における計算条件

	$M_a$ [degree C]	$h_p$ [min]	$T_h$ [degree C]	Increase of porosity	Water flow
Case3-8	0.4	360	0	×	O
Case3-9	0.4	720	0	×	O
Case3-10	0.6	360	-0.2	×	O
Case3-11	0.4	360	0	O	O
Case3-12	0.4	360	0	×	×
Case3-13	0.6	360	-0.2	×	×

図3.34 境界条件として与える風化基岩面温度 $T_{G0}$ の時系列変化

0.4°Cから-0.8°Cの間で変化する場合である。Case3-11は、温度の最大変化量 $M_a$ ，半周期 $h_p$ ，温度の初期位相 $T_h$ がCase3-8と同じで、式(3.73)を用いて間隙率の増加を考慮した場合である。なお、式(3.73)中の $E$ は1.3とした。Case3-12は、式(3.49)で $K=0$ と仮定して水分移動を考慮せず、温度の最大変化量 $M_a$ ，半周期 $h_p$ ，温度の初期位相 $T_h$ はCase3-8と同じ条件である。Case3-13は、Case3-12と同じく水分移動を考慮せず、それ以外はCase3-10と同じ条件である。Case3-12，Case3-13は、水分移動がある場合とない場合の違いを見るために設定した計算条件である。なお、全ての計算条件で、時間 $t=0\text{sec}$ では風化基岩面温度 $T_{G0}=0.4^\circ\text{C}$ と設定している。

境界条件および初期条件を述べる。温度変化に関しては、境界条件として風化基岩面温度を式(3.77)によって変化させ、下端は $0.4^\circ\text{C}$ で一定とした。初期条件は深さ方向に一律に $0.4^\circ\text{C}$ とした。水分移動に関しては、境界条件として、上端では水分フラックスが常に $0\text{ m/sec}$ ，下端では地下水面を設定して常に圧力水頭 $\psi=0\text{ m}$ とした。圧力水頭 $\psi$ の初期条件は、深度 $z$ を鉛直下向きに正とすれば式(3.78)で表され、水分移動のない平衡状態とした。また初期条件として含氷率 $\phi$ は深さ方向に一律に $0$ とした。

$$\psi = z - z_s \quad (z_s = 0.2\text{ m}) \quad (3.78)$$

ここに、 $z_s$ は風化基岩カラムの高さ[m]である。

熱伝導に関するパラメータは3.3.1と同様とした。すなわち、風化基岩の実質部分（固相部分）の熱伝導率および比熱はそれぞれ $3.0\text{ J/m/K/s}$ ， $921\text{ J/kg/K}$ とした<sup>8)</sup>。そして、風化基岩の熱伝導率 $\lambda_G$ および比熱 $c_G$ は風化基岩の実質部分，間隙水，間隙氷，空気存在割合を，それぞれの熱伝導率および比熱に乘じ，これらを足し合わせたものとした。また，間隙率 $n=0.29$ ，残留体積含水率 $\theta_r=0.23$ ，圧力水頭の幾何平均 $\psi_m=-0.20\text{ m}$ ，標準偏差 $\sigma=1.09$ ，飽和透水係数 $K_{sat}=2.9 \times 10^{-3}\text{ mm/sec}$ とし，3.4の計算条件と同じとした。

計算手順を述べる。計算は陳ら<sup>3)</sup>の計算方法を参考とし，図3.35のようなフローチャートとした；

- 1) 初期条件 ( $t=0\text{ min}$ ) として風化基岩温度  $T_G(t=0\text{ min})$ ，圧力水頭  $\psi(t=0\text{ min})$ ，含氷率  $\phi(t=0\text{ min})$  の深度分布を与える。
- 2) 境界条件として風化基岩面温度  $T_{G0}(t+\Delta t)$ を入力する。
- 3) 時間を $\Delta t$ だけ進めた時の体積含氷率変化 $\Delta\phi(t+\Delta t)$ を $0$ と仮定する。
- 4)  $\phi(t+\Delta t) = \phi(t) + \Delta\phi(t+\Delta t)$ と置く。

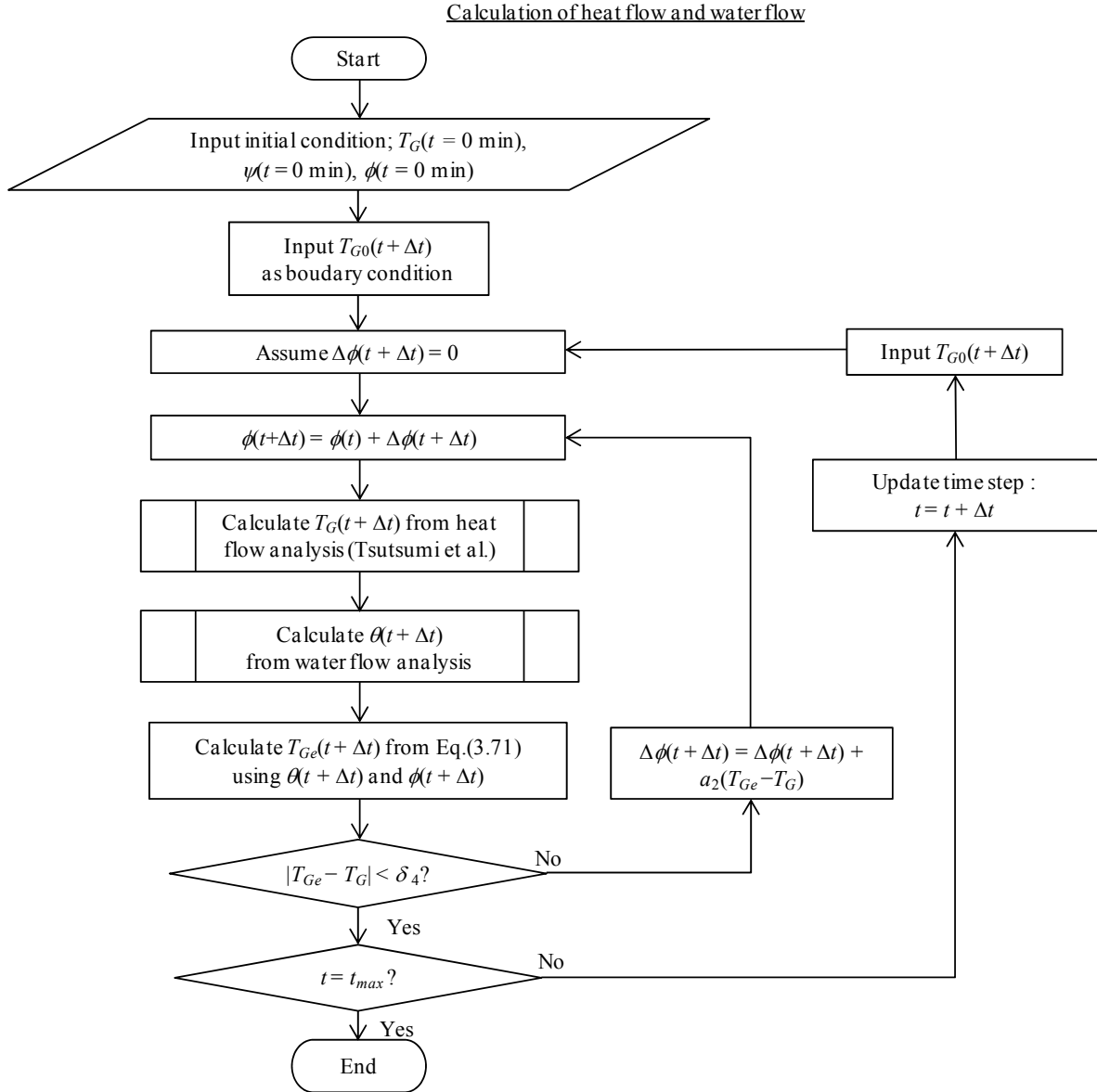


図3.35 熱伝導と水分移動の同時解析フローチャート

- 5) 図3.11に示すフローチャートに沿って熱伝導解析を，図3.26に示すフローチャートに沿って水分移動解析を行い，風化基岩温度 $T_G(t + \Delta t)$ ，含水率 $\theta(t + \Delta t)$ を求める。
- 6) 式(3.71)に，5)で得た含水率 $\theta(t + \Delta t)$ と，4)で得た含水率 $\phi(t + \Delta t)$ を代入し，風化基岩温度 $T_{Ge}(t + \Delta t)$ を求める。
- 7) 手順5)で得られた風化基岩温度 $T_G(t + \Delta t)$ と，手順6)で得られた風化基岩温度 $T_{Ge}(t + \Delta t)$ の差の絶対値 $|T_G(t + \Delta t) - T_{Ge}(t + \Delta t)|$ が許容値 $\delta_4$ 以内であれば， $t = t + \Delta t$ として時間を更新し，手順2)に戻って $t + \Delta t$ 秒後の風化基岩面温度 $T_{G0}(t + \Delta t)$ を入力して解析を進めていく。 $|T_G(t + \Delta t) - T_{Ge}(t + \Delta t)|$ が許容値 $\delta_4$ を超える場合は， $\Delta\phi(t + \Delta t) = \Delta\phi(t + \Delta t) + a_2|T_G(t + \Delta t) - T_{Ge}(t + \Delta t)|$ として手順3)に戻り，許容値以内となるまで繰り返し計算する。 $\delta_4$ は誤差が十分小さくなると考えられる値として， $0.001^\circ\text{C}$ とした。定数 $a_2$ は，計算繰り返し回数が少なくなるよう，かつ発散が生じないような値として $0.01$ とした。
- 8) 計算は最大計算時間 $t_{max}$ に達するまで行う。



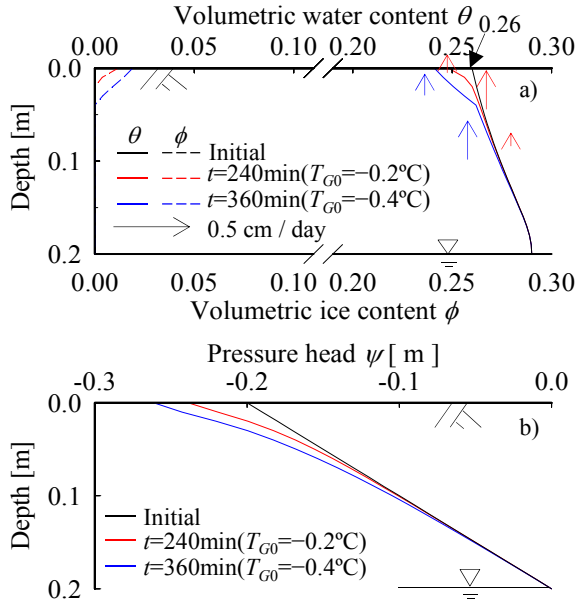


図 3.36 含水率，含氷率，圧力水頭の時系列変化  
(Case3-8) :  
a) 含水率，含氷率の時系列変化  
b) 圧力水頭の時系列変化

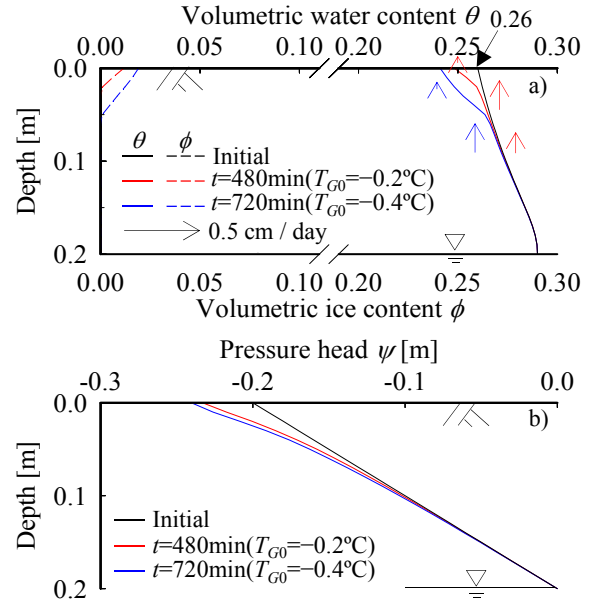


図 3.37 含水率，含氷率，圧力水頭の時系列変化  
(Case3-9) :  
a) 含水率，含氷率の時系列変化  
b) 圧力水頭の時系列変化

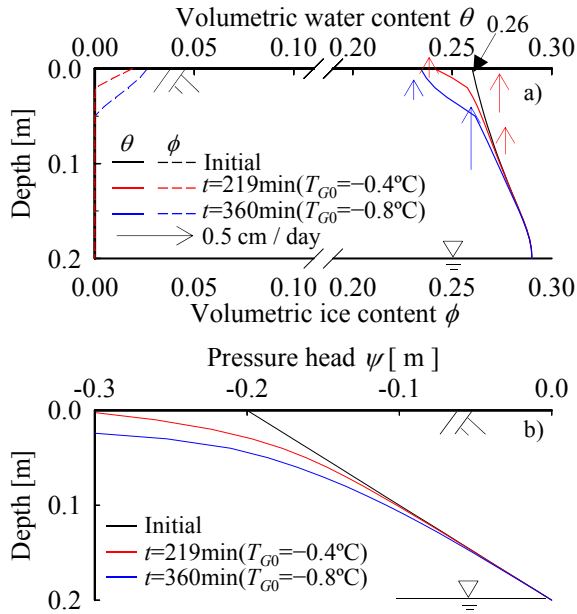


図 3.38 含水率，含氷率，圧力水頭の時系列変化  
(Case3-10) :  
a) 含水率，含氷率の時系列変化  
b) 圧力水頭の時系列変化

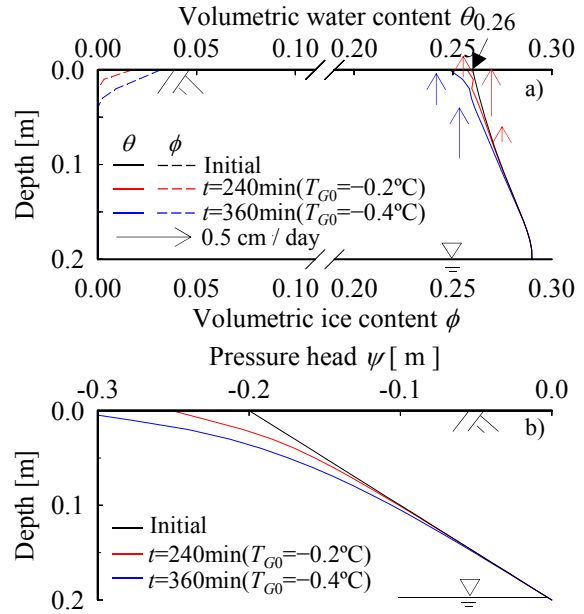


図 3.39 含水率，含氷率，圧力水頭の時系列変化  
(Case3-11) :  
a) 含水率，含氷率の時系列変化  
b) 圧力水頭の時系列変化

### 3.5.2 計算結果と考察

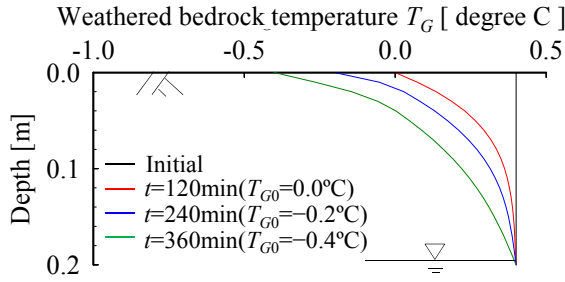
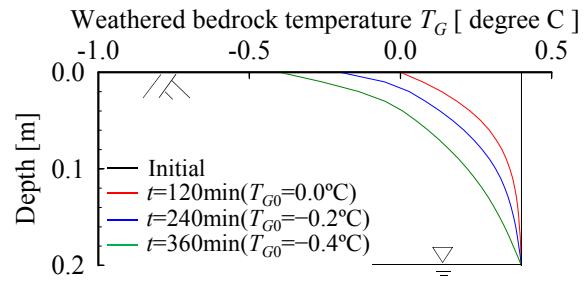
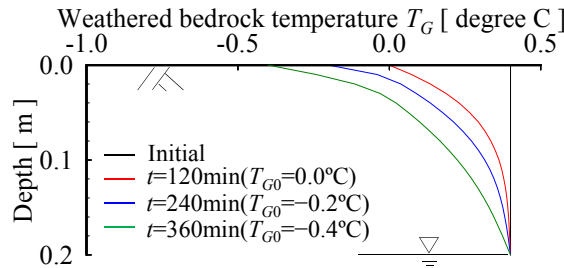
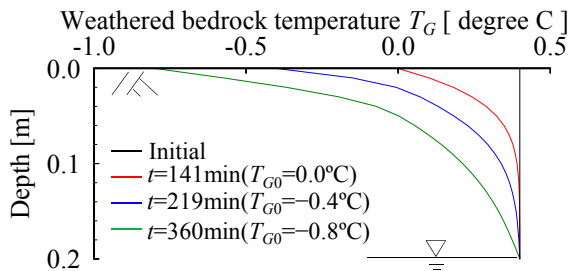
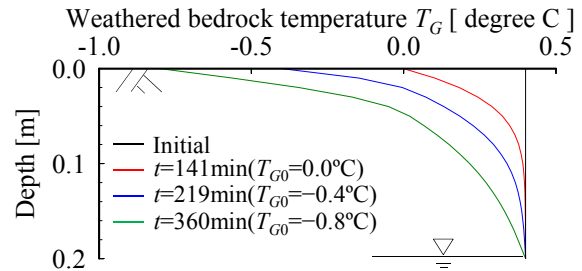
まず、凍結時間の違いが与える凍結深さ、水分移動特性の違いを検討する。図 3.36 は Case3-8 の解析結果であり、図 3.36a) は含水率 $\theta$  と含氷率 $\phi$  の、図 3.36b) は圧力水頭 $\psi$  の時系列変化を示す。図 3.37 は Case3-9 の解析結果であり、図 3.37a) は含水率 $\theta$  と含氷率 $\phi$  の、図 3.37b) は圧力水頭 $\psi$  の時系列変化を示す。Case3-8 では風化基岩面温度  $T_{G0}$  が  $0.4^{\circ}\text{C}$  から  $-0.4^{\circ}\text{C}$  に至るまで 360min, Case3-9 では 720min を要し、その他の条件は同じであるので、両者を比較すれば凍結時間の違いを見ることができる。なお含水率 $\theta$ 、含氷率 $\phi$ はそれぞれ直線と破線で、深度  $z=0.5\text{ cm}$ ,  $2.5\text{ cm}$ ,  $7.5\text{ cm}$  地点の水分フラックスをベクトルとして表示している。

両者を比較すると、まず含氷率が 0 より大きくなる ( $\phi > 0$ ) 深さに違いが見られる。例えば、風化基岩面温度  $T_{G0}$  が  $-0.4^{\circ}\text{C}$  に達した時点での凍結深さは、Case3-8 では 4 cm, Case3-9 では 6 cm である。Case3-9 の方が凍結時間は長いために、より深部まで凍結したものと考えられる。また、凍結過程での水分フラックスは両ケースとも上向きで、地表面の方向への水分供給があるが、Case3-8 の方が Case3-9 よりも大きいという違いが見られる。例えば、風化基岩面温度  $T_{G0}$  が  $-0.4^{\circ}\text{C}$  に達した時、深さ 2.5cm では、Case3-8 で上向きに  $0.14\text{ cm/day}$ , Case3-8 で上向きに  $0.05\text{ cm/day}$  の速さで水が移動していることが分かる。これは図 3.36b), 図 3.37b) に示すように、圧力水頭 $\psi$  の深度分布に違いがあり、Case3-8 の方では水頭差がより大きくなったためと考えられる。圧力水頭 $\psi$  が小さくなるのは、凍結により含水率 $\theta$ が減少したためである(図 3.33a)。しかし、風化基岩面温度  $T_{G0}$  が  $-0.4^{\circ}\text{C}$  に達した時、両ケースとも風化基岩カラム上端で含水率 $\theta$ は約 0.24, 含氷率 $\phi$ は約 0.02 と、両者の和は初期値 0.26 とほとんど変わらない。これは、図 3.33a に示すような凍結が生じた場合で説明すると、水が入り得るためには圧力水頭 $\psi$  が  $\psi > \psi_1$  の範囲にある必要があるが、このような条件を満たすほどの水分フラックスが生じなかったためと考えられる。カラム上端から 4 cm の凍結層では、含水率 $\theta$  は Case3-9 の方が Case3-8 よりわずかに小さく、含氷率 $\phi$  は Case3-9 の方が Case3-8 よりもわずかに大きい。これは Case3-9 の方が凍結時間は長い分、氷に相変化する量が多くなったためと考えられる。以上より、凍結時間が短いほど凍結深さは小さくなり、凍結層への水分移動が発生しやすくなることが分かる。

次に、温度低下量の違いが与える影響について考察する。ここでは Case3-8 の結果(図 3.36)と、計算条件のうち温度の最大変化量  $M_d$  のみが異なる Case3-10 の結果(図 3.38)とを比較する。図 3.38a) は含水率 $\theta$  と含氷率 $\phi$  の、図 3.38b) は圧力水頭 $\psi$  の時系列変化を示す。

凍結深さについて Case3-8 と Case3-10 を比較すると、温度低下量が大きい Case3-10 の方が大きい。実際、Case3-8 で風化基岩面温度  $T_{G0}$  が  $-0.4^{\circ}\text{C}$  に達した時、凍結深さは 4 cm, Case3-10 で風化基岩面温度  $T_{G0}$  が  $-0.8^{\circ}\text{C}$  に達した時は 7 cm である。また、Case3-10 の方が Case3-8 よりも水分フラックスが大きく、より多くの水が凍結層へ供給されていることが分かる。これは、Case3-10 の方が同じ凍結時間でも温度低下量が大きいために含水率 $\theta$ が減少し、圧力水頭 $\psi$  が低下したためである(図 3.38b)。しかし、風化基岩面温度  $T_{G0}$  が  $-0.8^{\circ}\text{C}$  に達した時、風化基岩カラム上端で含水率 $\theta$ は約 0.234, 含氷率 $\phi$ は約 0.026 と両者の和は初期値 0.26 とほとんど変わらず、Case3-8, Case3-9 と同様、霜柱の発生が説明できるような水分供給はないことが分かる。以上より、温度低下量が大きいほど、水分フラックスおよび凍結深さは大きくなることが分かる。

続いて、間隙率の増加を考慮した場合にどのような違いが見られるか検討する。ここでは間隙率の増加を考慮していない Case3-8 の結果(図 3.36)と、間隙率の増加を考慮し、その他の計算条件は同じである Case3-11 の結果を比較する。図 3.39 は Case3-11 の解析結果であり、図 3.39a) は含水率 $\theta$  と含氷率 $\phi$  の、図 3.39b) は圧力水頭 $\psi$  の時系列変化を示す。両者を比較すると、含水率 $\theta$  と含氷率 $\phi$  に差が見られ、例えば風化基岩面温度  $T_{G0}$  が  $-0.4^{\circ}\text{C}$  に達した時、Case3-8 では含水率 $\theta$ , 含氷率 $\phi$  は上端でそれぞれ 0.24, 0.019 であるが、Case3-11 ではそれぞれ 0.25, 0.031 と Case3-8 より大きい。しかも Case3-11 では、両者の和は 0.281 で初期値よりも大

図 3.40 風化基岩内温度  $T_G$  の時系列変化 (Case3-8)図 3.41 風化基岩内温度  $T_G$  の時系列変化 (Case3-12)図 3.42 風化基岩内温度  $T_G$  の時系列変化 (Case3-11)図 3.43 風化基岩内温度  $T_G$  の時系列変化 (Case3-10)図 3.44 風化基岩内温度  $T_G$  の時系列変化 (Case3-13)

きく、水分供給があったことが分かる。なお、温度条件が同じなため、凍結深さに違いはない。水分フラックスを比較すると、風化基岩面温度  $T_{G0}$  が  $-0.4^{\circ}\text{C}$  に達した時、深さ  $2.5\text{cm}$  では Case3-8 で上向きに  $0.14\text{ cm/day}$ 、Case3-11 で上向きに  $0.23\text{ cm/day}$  である。従って、Case3-11 では深部からの大きな水分供給があったことが分かる。水分フラックスが大きい理由は、図 3.36b) と図 3.39b) を比較すれば分かるように、Case3-11 では深度方向に圧力水頭差が大きく現れているためである。圧力水頭  $\psi$  の低下の原因は、図 3.33a) の凍結時における間隙率の増加がある場合とない場合の水分特性曲線で示されるように、同じ含水率  $\theta$  でも対応する圧力水頭  $\psi$  が異なり、間隙率の増加がある場合の方で圧力水頭  $\psi$  が小さくなるためである。さらに間隙率の増加がある場合には  $\psi_{2e} \sim \psi_2$  間が凍結の瞬間に空隙となり、小さな圧力水頭の増加でもこの空隙に水が入り、含水率が増加したと考えられる。

次に、水分移動を考慮するか否かで、風化基岩温度の深度分布の推定結果に違いが見られるか、考察する。図 3.40 は、水分移動があり、温度の最大変化量  $M_a$  が  $0.4$ 、半周期  $h_p$  が  $360$  分の条件 (Case3-8) で計算した場合に得られる、風化基岩温度  $T_G$  の時系列変化である。また図 3.41 は、水分移動はないが、温度の最大変化量  $M_a$  および半周期  $h_p$  は Case3-8 と同じ条件 (Case3-12) で計算した場合に得られる、風化基岩温度  $T_G$  の時系列変化である。両者を比較すると、全体的な変化の傾向としては違いがないことが分かり、風化基岩温度  $T_G < 0^{\circ}\text{C}$  となる深さは、例えば風化基岩面温度  $T_{G0}$  が  $-0.4^{\circ}\text{C}$  に達した時で比べると、どちらも  $0.04\text{ m}$  と

同じである。さらに、間隙率の増加を考慮した場合には風化基岩温度の推定結果に違いが表れるか、検討する。図 3.42 は、水分移動および間隙率の増加を考慮し、温度の最大変化量  $M_a$  および半周期  $h_p$  は Case3-8 と同じ条件 (Case3-11) で計算した場合に得られる、風化基岩温度  $T_G$  の時系列変化である。図 3.41 と図 3.42 を比較すると、この場合も水分移動が無い場合と違いはない。今度は、風化基岩面温度  $T_{G0}$  がより低くなる場合で、水分移動があるか否かにより温度分布が変化するか、検討する。図 3.43 は、水分移動があり、温度の最大変化量  $M_a$  が 0.6、半周期  $h_p$  が 360 分の条件 (Case3-10) で計算した場合に、図 3.44 は、水分移動はないが、温度の最大変化量  $M_a$  および半周期  $h_p$  は Case3-10 と同じ条件 (Case3-13) で計算した場合に得られる、風化基岩温度  $T_G$  の時系列変化である。両者を比較すると、この場合も温度分布に大きな違いはなく、また風化基岩温度  $T_G < 0^\circ\text{C}$  となる深さは、風化基岩面温度  $T_{G0}$  が  $-0.8^\circ\text{C}$  に達した時で見ると、両者共に 0.05 m と等しい。以上より、温度分布を推定するにあたっては、水分移動を無視しても大きな問題はないことが分かる。これは、水分移動があっても、絶対量が小さいことが理由として挙げられる。水分移動量が極端に増加すれば、それだけ含水率の変化が大きくなって潜熱の発生量が大きく変化するために、温度分布の推定値も大きく変化すると推察されるが、風化基岩のように土壌に比べて透水性の低い場合には、そのようなことは見られないと思われる。ただし、本研究では解析の妥当性の検証は行っていない。解析結果の妥当性を検証するため、凍結融解時における風化基岩内の水分移動に関する実験を行う必要がある。これは今後の課題とする。

### 3.6 結語

本章では、一般的な気象データを入力データとした、汎用性の高い温度分布解析モデルについて述べた。その結果、地表面温度を入力データとする場合に比べ、温度の推定値は高温側に推定されるが、全体的な変化傾向は推定することができることが分かった。また、凍結に伴う間隙構造の変化を物理的にモデル化し、これに基づいて、凍結による保水性・透水性の変化をモデル化した。そして、凍結時における水分移動特性について考察した。解析の結果、凍結が発生した場合は、地下から凍結層への水分移動が確認された。凍結による間隙率の増加を考慮した場合、より多くの水分が供給されることが分かり、実際に見られる凍結層への多くの水分移動を説明するためには、間隙率の増加を考慮しなければならないことが推察された。ただし、モデルの妥当性の検証を行う必要があり、これは今後の課題である。また、風化基岩内の温度分布を推定する際には、水分移動を無視した解析でも大きな問題はないと考えられた。この結果をもとに、次章では、水分移動を無視した風化基岩温度の解析手法を用いて検討を行う。

### 参考文献

- 1) Harlan H. L.: Analysis of coupled heat – fluid transport in partially frozen soil, Water Resources Research 9, pp.1314-1323, 1973.
- 2) 福田正巳, 木下誠一, 中川茂: 熱と水の結合した流れモデルによる野外凍上の予測, 低温科学物理編45, pp.249-252, 1986.
- 3) 陳曉飛, 三野徹, 堀野治彦, 丸山利輔: 熱と水の同時移動モデルによる土壌凍結・融解過程の数値実験法—土壌凍結・融解過程の解析に関する研究 (I) , 土壌の物理性78, pp.25-34, 1998.
- 4) Chuangchid P., Ihm P., and Krarti M.: Analysis of heat and moisture transfer beneath freezer foundations Part I, ASME JSEE Journal 126(2), pp. 716-725, 2003.
- 5) Nixon, J. F.: The role of convective heat transport in the thawing of frozen soils, Canadian Geotechnical Journal 12, pp.425-429, 1975.

- 6) Fuchs, M., Campbell, G. S. and Papendick, R. I.: An analysis of sensible and latent heat flow in a partially frozen unsaturated soil, *Soil Science America Journal* 42, pp.379-385, 1978.
- 7) Taylor, G. S. and Luthin, J. N.: A model for coupled heat and moisture transfer during soil freezing, *Canadian Geotechnical Journal* 15, pp.548-555, 1978.
- 8) 堤大三, 藤田正治, 伊藤元洋, 手島宏之, 澤田豊明, 小杉賢一朗, 水山高久: 凍結融解による土砂生産に関する基礎的研究—田上山地裸地斜面における現地観測と数値シミュレーション—, *砂防学会誌* 59(6), pp.3-13, 2007.
- 9) Jame, Y.W. and Norum, D.I: Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium. *Water Resources Research*, 16, pp.811-819, 1980.
- 10) 小杉賢一朗: 森林の水源涵養・洪水緩和機能と土壌孔隙特性—森林土壌の孔隙特性が雨水流出に及ぼす影響—, *水利科学* 250, pp.29-59, 1999.
- 11) Black, P.B. and Tice, A.R.: Comparison of soil freezing curve and soil water curve data for Windsor sandy loam, U.S.A. *Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Report*88-16, 1976.
- 12) 土質工学会 編: 土の凍結—その理論と実際—, 土質工学会, 1994.
- 13) 近藤純正: 地表面に近い大気の科学, p.74, 東京大学出版会, 2000.
- 14) 田中俊六, 武田仁, 足立哲夫, 土屋喬雄: 最新建築環境工学改訂2版, pp.69-103, 井上書院, 1999.
- 15) 気象庁 HP 気象統計情報: <http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html>
- 16) 近藤純正編著: 水環境の気象学, pp.128-159, 朝倉書店, 2007.
- 17) Mualem, Y.: A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, *Water Resource Research* 12, pp.513-522, 1976.



## 第4章 凍結融解指標とそれを用いた凍結融解に及ぼす諸要因の検討

### 4.1 概説

凍結融解による土砂生産量を精度良く推定するためには、風化基岩の凍結融解作用に対する抵抗力を知る必要がある。しかし、地質により抵抗力は大きく異なると考えられ、さらに同じ地質でも抵抗力が全く異なることがある。従って、凍結融解による土砂生産量を広範囲に推定するのは、一般に困難であるのが現状である。しかしながら、風化基岩の抵抗力を知らずとも、凍結融解回数や凍結深さは、風化基岩温度の深度分布の推定結果から求めることができる。ここで注目すべきは、堤ら<sup>1)</sup>が指摘しているように、凍結融解による土砂生産量は凍結融解回数と凍結深さの両方に依存する点である。例えば、第2章で見たように、田上山地の風化花崗岩は、規定回数以上の凍結融解を経験すれば土砂化する。このような風化基岩の場合、規定回数以上の凍結融解現象が地表面のごく浅い層でしか起こらなければ、土砂生産量はわずかであるが、深部まで規定回数以上の凍結融解現象が発生すれば、土砂生産量は多大になると予想される。従って、凍結融解回数と凍結深さの両方を加味した指標を用いれば、凍結融解による土砂生産量をより適切に把握することができると考えられる。そこで、4.2 では凍結融解回数・凍結深さの両方を加味した新しい指標として**凍結融解強度指数**を定義する。なお、凍結融解強度指数や凍結融解回数、凍結深さの3つの指標を、まとめて**凍結融解指標**と呼ぶことにする。凍結融解指標は土砂生産量と正の相関があると考えられるので、凍結融解指標によって土砂生産量の大小を間接的に知ることができると考えられる。

ところで、凍結融解による風化基岩からの土砂生産量は、様々な要因により変化すると考えられる。本章は凍結融解強度指数を用いて、その要因の影響度合いを検討するのが目的である。以下、検討する要因について概説する。

4.2 では、凍結融解強度指数を用いた基礎的な検討として、過去の凍結融解現象の履歴について検討する。我が国では毎年、凍結融解期が晩秋から早春にあたり、この時期に土砂の生産が見られる。しかしながら、風化基岩によっては、一回の凍結融解期における凍結融解現象では土砂化しないことがあり得る。例えば、田上山地の風化花崗岩のように、土砂化するには規定回数以上の凍結融解回数を経験しなければならないような風化基岩を考える。土砂化するまでに必要な凍結融解回数が、一回の凍結融解期で発生する凍結融解回数より少なければ、土砂化が起こる。しかし、土砂化するまでに必要な凍結融解回数が、一回の凍結融解期で発生する凍結融解回数より多ければ、土砂化しない。このような風化基岩の場合、土砂化するには次年度以降の凍結融解期を待たなければならない。これは、数年に渡る凍結融解現象の履歴を考慮しなければ、土砂生産量を適切に推定することができないことを意味している。そこで、凍結融解強度指数を用いた検討により、過去何年の凍結融解現象を考慮すべきかを明らかにする。

さらに、4.2 では、凍結融解強度指数を用いた基礎的な検討として、含水率の違いが土砂生産量に及ぼす影響についても検討を行う。含水率の大小により凍結潜熱の発生量が異なれば、それによって風化基岩温度が変化し、凍結融解回数と凍結深さが変化し、凍結融解強度が変化すると考えられる。そこで、いくつかの含水率分布のもとで風化基岩温度の推定を行い、含水量の違いによる凍結融解強度指数の変化を検討する。

4.3 では、地形および気候の違いが凍結融解による土砂生産量の程度に与える影響について検討する。我



が国は南北に伸びる陸地を有し、かつ環太平洋造山帯という造山運動が活発なところに位置するために、地形・気候が多様で、地域により凍結融解による土砂生産量が異なると考えられる。つまり凍結融解の程度は、気候の違いを年平均気温の違いで表すとする、裸地斜面の位置する地点の標高・年平均気温・斜面勾配・斜面向きの組合せにより決まると考えられる。そこで、日本全国を対象として、第3章で提案した地表面の熱収支式と熱伝導計算モデルとを組み合わせた解析を行い、地形・気候が凍結融解強度指数に与える影響を検討する。

また4.3では、地球温暖化による影響についても検討を行う。IPCCが報告しているように<sup>2)</sup>、近年、地球温暖化が問題視されている。気温が比較的高い低標高地帯、低緯度地帯では、気温が上昇することで凍結融解回数、凍結深さが減少し、凍結融解による土砂生産現象が活発でなくなることが予想される。一方、気温が比較的低い高標高地帯、高緯度地帯では、凍結融解による土砂生産現象がより活発になる可能性がある。なぜなら、凍結深さは小さくなると考えられるものの、凍結が持続して融解が起こらなかったのが、地球温暖化によって融解が発生するようになり、それにより凍結融解回数が増加する可能性があるためである。そこで、地球温暖化による凍結融解強度指数の変化を検討する。地表面の熱収支式と熱伝導計算モデルとを組み合わせた解析では、気象データを入力データとするので、このモデルを用いてその影響を検討する。

さらに4.3では、凍結融解強度指数を用いて、積雪により地表面が被覆される効果を検討する。地表面は時として積雪やリターにより被覆される。例えば積雪がある場合、断熱作用の効果が大きいために凍結融解回数が少なくなり、また凍結深さも浅くなる可能性がある。そこで、地表面熱収支式と熱伝導計算モデルと、積雪融雪計算モデルを組み合わせた解析を行い、積雪を考慮した場合の凍結融解指標を岐阜県全域について求め、その影響を考察した。

## 4.2 凍結融解強度指数の算定方法と基礎的性質

### 4.2.1 風化基岩温度から凍結融解強度指数の算定

4.2.1では、凍結融解による土砂生産量の程度を表す指標であり、かつ本章で行う検討に用いる凍結融解強度指数の定義について述べる。凍結融解強度指数は、対象とする期間における凍結融解回数と凍結深さが分かっているれば求めることができる。凍結融解回数と凍結深さは、風化基岩温度 $T_G$ の深度分布の時系列変化から計算される。ただし、3.3節で見たように、一般的な気象データから風化基岩温度 $T_G$ の深度分布を推定した場合、実測値よりも高めに推定される傾向にある。従って、凍結融解回数と凍結深さが実際とは異なり、凍結融解強度指数を正しく評価することができない。そこで、風化基岩温度 $T_G$ の推定値を補正することを考える。

#### (1) 凍結融解強度指数の算定

まず、凍結融解強度指数を算定する方法を述べる。凍結融解強度指数は、凍結融解回数と凍結深さから算出するので、予め凍結融解回数と凍結深さを求めておかなければならない。その場合、風化基岩温度が凍結する温度を定義する必要があるが、ここでは、風化基岩温度 $T_G$ が $-1^{\circ}\text{C}$ を下回れば凍結すると考えた。 $-1^{\circ}\text{C}$ としたのは、田上山地の風化花崗岩質の裸地斜面において、土砂化する風化花崗岩層を風化基岩温度 $T_G$ の計算結果から推定する場合、 $-1^{\circ}\text{C}$ を跨ぐ回数が10回以上となる深さを土砂化する風化花崗岩層と考えるのが、最も適当であったことによる<sup>3)</sup>。なお、 $0^{\circ}\text{C}$ あるいは $-0.5^{\circ}\text{C}$ を跨ぐ回数が10回以上となる深さを土砂化する風化花崗岩層と見なすと、過大評価となることが示されている<sup>3)</sup>。図3.4より、 $T_G$ が $-0.6^{\circ}\text{C}$ を下回れば全て

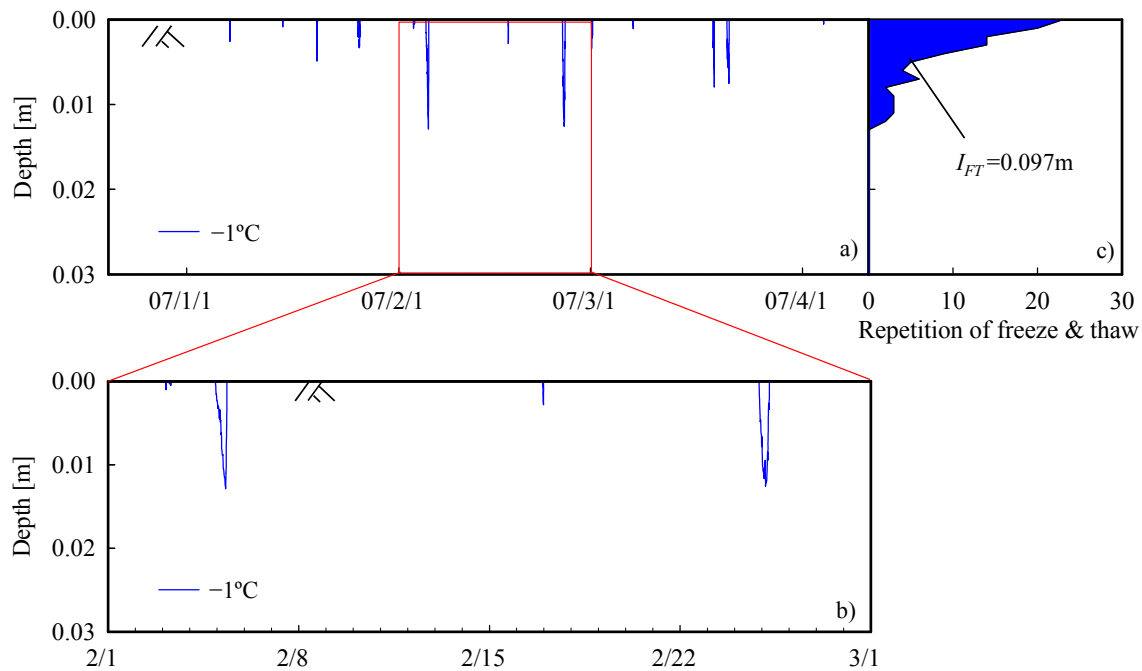


図 4.1  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化と凍結融解回数の深度分布

(地表面温度  $T_{G0}$  を入力データとして計算した場合) :

a)  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化 (2006/12/20~2007/4/10),

b)  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化 (2007/2/1~2007/3/1)

c) 凍結融解回数の深度分布

の間隙水が凍結するので、この温度を凍結の基準とする方法もあるが、上記の理由により  $-1^{\circ}\text{C}$  とした。

従って、凍結融解回数と凍結深さを求めるにあたっては、風化基岩温度  $T_G$  が  $-1^{\circ}\text{C}$  を跨ぐ回数とその深さを調べればよいことになる。具体的に凍結融解回数と凍結深さを求める方法を、一例として第3章3.3で取り扱った、地表面温度  $T_{G0}$  を入力データとした解析から求めた風化基岩温度  $T_G$  の推定結果 (Case3-1) を用いて説明する。図4.1は、地表面温度  $T_{G0}$  を入力データとした解析から得られる、 $-1^{\circ}\text{C}$  の時系列変化と凍結融解回数の深度分布を表す。図4.1a) は  $-1^{\circ}\text{C}$  の等温線の時系列変化である。図4.1b) は、 $-1^{\circ}\text{C}$  の等温線の時系列変化を2007年2月1日から2007年3月1日に限って示したものである。図4.1c) は、計算期間全体における凍結融解回数の深度分布を表している。凍結融解回数の算出にあたっては、温度が  $-1^{\circ}\text{C}$  を跨ぐ回数を深度ごとに数え、跨いだ回数の総数を2で除して求めた。図4.1a) からは縦線がいくつかあるように判断されるが、図4.1b) を見れば分かるように、下に凸の曲線をしている。 $-1^{\circ}\text{C}$  が風化基岩の凍結する温度であるとしているため、曲線は、地表面から深部へ凍結が進行し、その後、地表面および地中の両方から融解が進行することを表している。換言すれば、一つの曲線は、凍結融解を一回経験したことを表している。また、曲線の頂点は、凍結融解を一回経験したときの最大凍結深さを示している。例えば、図4.1b) より2月5日から2月6日にかけて凍結融解が一回あったことが分かるが、このときの最大凍結深さは0.014 mである。

図4.1c) より、地表面で凍結融解回数が最大となり、その値は24回であることが分かる。また、計算期間全体における最大凍結深さは0.019 mである。そして、図4.1c) に見られる凍結融解回数の深度分布曲線を、深度方向に積分した値が、本章で定義する凍結融解強度指数  $I_{FT}$  である。凍結融解回数を、深度方向に積分したものであるから、単位は長さ[m]となる。この場合、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は0.097 mである。

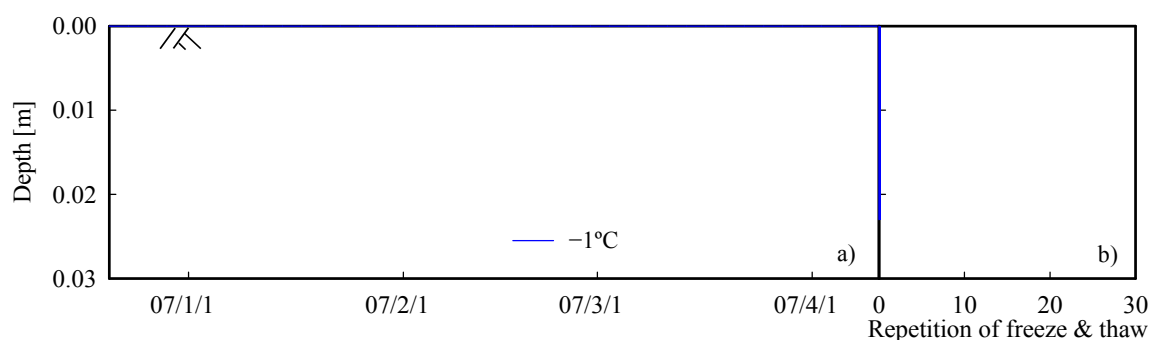


図 4.2  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化と凍結融解回数の深度分布

(田上山地の裸地斜面で観測された気象データを入力データとした場合) :

a)  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化 (2006/12/20~2007/4/10),

b) 凍結融解回数の深度分布

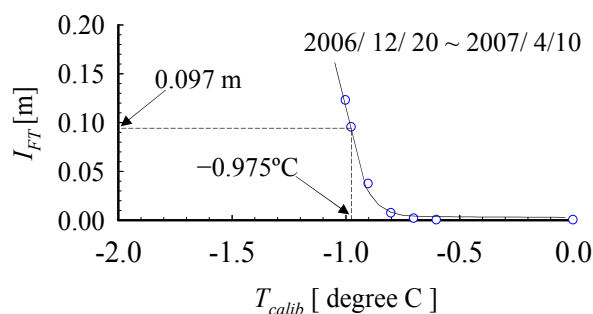


図4.3 温度補正值  $T_{calib}$  と凍結融解強度指数  $I_{FT}$  との関係 (2006/12/20~2007/4/10)

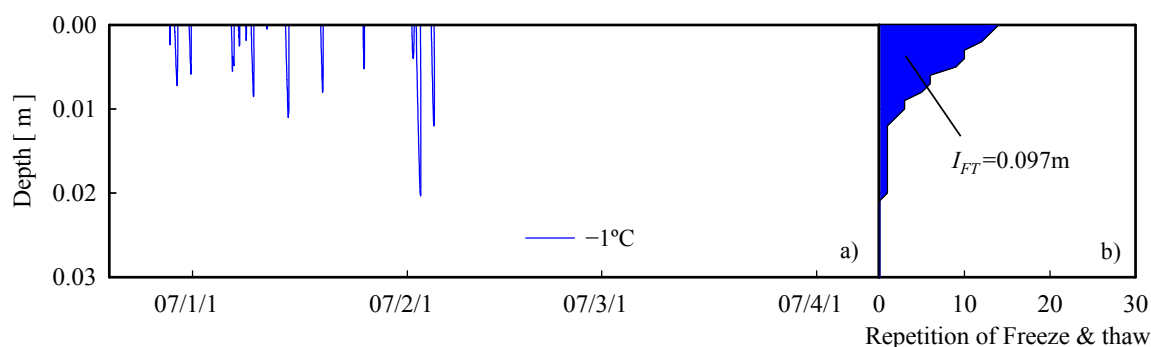


図 4.4  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化と凍結融解回数の深度分布

(田上山地の裸地斜面で観測された気象データを入力データとして計算される

風化基岩温度  $T_G$  を温度補正值  $T_{calib}$  により補正した場合) :

a)  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化 (2006/12/20~2007/4/10),

b) 凍結融解回数の深度分布

## (2) 気象データから求めた風化基岩温度の補正と凍結融解強度指数の算定

次に、一般的な気象データを入力データとしたときに得られる風化基岩温度  $T_G$  の深度分布から、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  を求めることを考える。ここでは、第3章3.3で取り扱った田上山地の裸地斜面で観測された気象

データを用いて計算したときの結果 (Case3-2) を用いる。図4.2は、田上山地の裸地斜面で観測された気象データを用いて計算した時に得られた、 $-1^{\circ}\text{C}$ 等温線の時系列変化と、凍結融解回数の深度分布である。図4.2a)は $-1^{\circ}\text{C}$ の等温線の時系列変化を示し、図4.2b)は計算期間全体における凍結融解回数の深度分布を示す。図4.1a)と図4.2a)を比較すると、田上山地の裸地斜面で観測された気象データを用いて推定した場合、計算期間全体で風化基岩温度 $T_G$ は $-1^{\circ}\text{C}$ とはならず、 $-1^{\circ}\text{C}$ 等温線は示されていない。これは、気象データから風化基岩温度 $T_G$ の深度分布を推定した場合、実測値よりも温度が高めに推定されたためである。従って、気象データを用いた解析から凍結融解強度指数  $I_{FT}$  を求めるためには、風化基岩温度 $T_G$ の推定値を補正する必要がある。

本研究では、風化基岩温度  $T_G$  の推定値から、ある値  $T_{calib}$  (以後、温度補正值と呼ぶ) だけ減じる補正を行うこととした。気象データから風化基岩温度  $T_G$  を推定する場合、推定値が実測値よりも高めの温度となったのは地表面付近においてであって、深部ではその違いがほとんどみられないため (図 3.19), 本来ならば温度補正值  $T_{calib}$  は深度により異なるはずである。しかし、温度補正值  $T_{calib}$  と深度の関係を見いだすのは容易でない。従って、 $T_{calib}$  は深度方向に一律に与えることとした。

温度補正值  $T_{calib}$  の値は、具体的には以下のように決定した。まず、風化基岩温度  $T_G$  の推定値から、ある温度  $T_x$  だけ補正する。そして補正した風化基岩温度  $T_{G,C}$  から凍結融解強度指数  $I_{FT}$  を求める。一方、地表面温度  $T_{G0}$  を入力データとした解析により推定した風化基岩温度  $T_G$  から凍結融解強度指数を求め、これを真値  $I_{FT,R}$  とみなす。 $I_{FT}$  と  $I_{FT,R}$  を比較し、両者がほぼ一致する時の温度補正值  $T_x$  を  $T_{calib}$  とした。

図 4.3 は、温度補正值  $T_{calib}$  と、補正後に再解析して求めた凍結融解強度指数  $I_{FT}$  との関係である。実線は近似曲線である。図 4.3 を見ると、温度補正值  $T_{calib}$  が小さくなるにつれて、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は大きくなるのが分かる。ここでは、地表面温度  $T_{G0}$  を入力データとした解析 (Case3-1) から求めた凍結融解強度指数の真値  $I_{FT,R} = 0.097 \text{ m}$  に一致するように補正するので、図 4.3 から凍結融解強度指数が  $0.097 \text{ m}$  となる温度補正值  $T_{calib}$  を読み取ると、その値は $-0.975^{\circ}\text{C}$ となる。

図 4.4 に示すのは、温度補正值  $T_{calib} = -0.975^{\circ}\text{C}$  で補正した後に得られる、 $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化と凍結融解回数の深度分布である。図 4.4a)は $-1^{\circ}\text{C}$  の等温線の時系列変化を示し、図 4.4b)は計算期間全体における凍結融解回数の深度分布を示す。温度補正值  $T_{calib}$  により補正した後に得られる $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化と、凍結融解回数の深度分布の妥当性を確認するため、図 4.4 と、地表面温度  $T_{G0}$  を入力データとした解析から得られる図 4.1 とを比較する。まず、 $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化を比較すると、図 4.4a)では1月から2月に集中して風化基岩温度が $-1^{\circ}\text{C}$ となっているが、図 4.1a)では1月から4月にかけての各月で数回、風化基岩温度が $-1^{\circ}\text{C}$ となっている。次に、凍結融解回数の深度分布の違いを見ると、図 4.4b)では、最大凍結深さ、地表面での凍結融解回数がそれぞれ  $0.021 \text{ m}$ , 14 回であるが、図 4.1b)ではそれぞれ  $0.013 \text{ m}$ , 24 回である。以上より、やや異なる傾向が見られるものの、概ね凍結融解回数の深度分布の形状は再現できていると考えられる。

#### 4.2.2 凍結融解の履歴が与える影響

我が国の多くの地域では、晩秋から早春にかけて凍結融解現象が発生する。第2章で見たように、田上山地の風化花崗岩の場合、土砂化するためには10回以上の凍結融解を経験しなければならない。図4.1c)の2006年12月20日から2007年4月10日にかけての凍結融解回数の深度分布を見ると、地表面から深さ  $0.004 \text{ m}$  において凍結融解回数は10回以上であり、この期間で風化花崗岩の土砂化が発生していると推察される。実際、年によって生産量に差があるが、田上山地では凍結融解による風化花崗岩の土砂化が毎年見られる。

ここで問題になるのは、ある年の凍結融解期における凍結融解の回数が、土砂化するために必要な回数に

満たなかった深部の風化基岩である。上述のように凍結融解現象は毎年発生するので、このような深部の風化基岩が土砂化するためには数年にわたって凍結融解を経験しなければならない。換言すれば、一回の凍結融解期では土砂化しないような場合には、数年に渡る凍結融解現象の履歴を考慮しなければ、適切に土砂生産量を推定することができないことになる。また、田上とは異なって、土砂化するために必要な凍結融解回数が、一回の凍結融解期で発生する凍結融解回数より多い場合にも、履歴を考慮する必要があると思われる。

以上より、4.2.2 では凍結融解現象の履歴が土砂生産量に与える影響について検討する。検討にあたっては、勾配が安息角かそれ以上の裸地斜面を想定する。このような裸地斜面では、凍結融解の繰り返しにより凍結融解回数が風化基岩に蓄積されるとともに、表層では土砂が生産され、雨期に流出する。するとこの場合、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値が経年的に変化すると考えられるので、その変化傾向を調べた。具体的には次の様な解析を行った。まず、凍結融解を全く経験したことがない風化基岩で構成される、急勾配の裸地斜面を想定する。そして毎年同じ規模の凍結融解現象が発生、つまり毎年同じ凍結融解回数の深度分布  $f(z)$  が風化基岩に新たに加わるとする。また、第2章で述べた、田上山地の風化花崗岩の土砂化プロセスを参考として、ある回数  $rep_c$  以上の凍結融解回数を経験すれば土砂化すると考える。なお、裸地斜面は急勾配のため、ある年の凍結融解期に土砂化した層は、次年度の凍結融解期までに全て流出するとした。これを繰り返し、凍結融解強度指数の経年変化を調べる。毎年発生する凍結融解回数の深度分布  $f(z)$  は、図 4.1c) を参考として、地表面で最も凍結融解回数が多く、深度が大きくなるにつれて減少する形状であると仮定した。

### (1) 解析方法

まず、凍結融解を全く経験したことがない風化基岩を想定する。また、ここで想定する風化基岩は、深度に関わらず、常にある回数  $rep_c$  以上の凍結融解回数を経験すれば土砂化する性質を有すると考える。そして、凍結融解現象の規模が毎年同じであるとする。つまり、凍結融解回数  $rep[-]$  が深度  $z[m]$  の関数として

$$rep = f(z) \quad (4.1)$$

で与えられると仮定する。ここに、 $f$  は深度  $z$  についての関数である。なお、 $f(z)$  は

$$f(z) = a \exp(-bz) \quad (4.2)$$

で与えられるとする。ここに、 $a[-]$  および  $b[1/m]$  は正の値のパラメータである。式(4.2)は指数関数を用いた形式となっているが、これは田上山地の裸地斜面において、例えば図 4.1c) に示す凍結融解回数の深度分布が指数関数の逆数で近似できると考えられることによる。ただし、式(4.2)は  $a$ 、 $b$  によって形状が多様に変化する。そこで、式(4.2)を無次元化（正規化）することを考える。 $rep$  を  $a$  で除したものを、無次元凍結融解回数  $rep^*$  とし、 $bz$  を、無次元深さ  $z^*$  と置く。すると、式(4.2)は式(4.3)のように無次元化される；

$$rep^* = f^*(z^*) = \exp(-z^*) \quad (4.3)$$

$$rep^* = rep/a \quad (4.4)$$

$$z^* = bz \quad (4.5)$$

ここに、 $f^*$  は、無次元深さ  $z^*$  についての関数である。式(4.3)を図で表すと、図 4.5 のようになる。図 4.5 より、無次元凍結融解回数  $rep^*$  は地表面で 1 となり、深さが増すにつれて減少する形状となる。無次元深さ  $z^* = 5$  では、 $rep^*$  はほぼ 0 となる。

この場合、初年度（1 年目）の無次元凍結融解回数の深度分布  $rep_1^*(z^*)$  は、式(4.3)と等しく、

$$rep_1^*(z^*) = f^*(z^*) \quad (4.6)$$

で表されることが考えられる（図 4.6a）。1 年目の無次元凍結融解強度指数  $I_{FT,1}^*$  は、4.2.1 で示した定義から、1 年目の無次元凍結融解回数  $rep_1^*(z^*)$  を深度方向に積分したものであり、

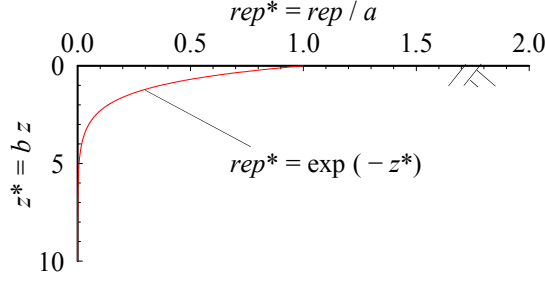
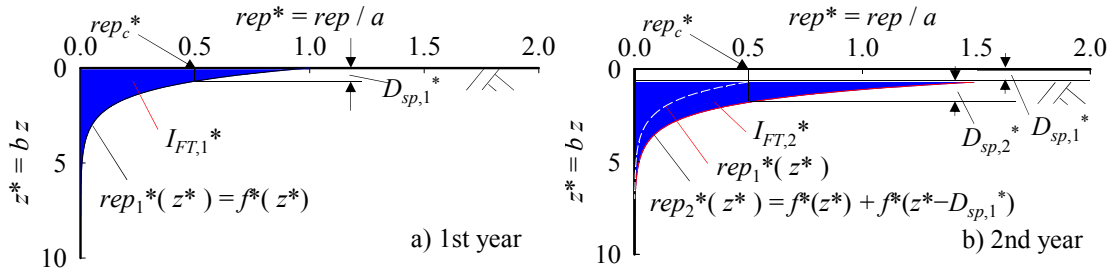
図 4.5 無次元凍結融解回数  $rep^*$  と無次元深さ  $z^*$  の関係

図 4.6 各パラメータの説明図：

a) 凍結融解作用を初めて経験した時, b) 凍結融解作用を 2 回経験した時

$$I_{FT,1}^* = \int_0^{\infty} rep_1^*(z^*) dz^* \quad (4.7)$$

で計算される。1 年目の無次元凍結融解強度指数  $I_{FT,1}^*$  は、青で塗りつぶした領域の面積である（図 4.6a）。

ここで、2.7 で述べた、田上山地の風化花崗岩の土砂化プロセスを参考として、土砂化に必要な無次元凍結融解回数  $rep_c^*$

$$rep_c^* = rep_c / a \quad (4.8)$$

を超えた風化基岩層は土砂化すると仮定する。ここに、 $rep_c$  は風化基岩が土砂化するまでに必要な凍結融解回数である。 $rep_c^*$  が大きい場合は、1 年間に起こる凍結融解回数に比べ、風化基岩自体が土砂化するまでに多くの凍結融解回数が必要である環境に対応する。 $rep_c^*$  を超えた風化基岩層の深さを、無次元土砂化深さ  $D_{sp,1}^*$  とすると、 $D_{sp,1}^*$  は

$$rep_c^* = rep_1^*(D_{sp,1}^*) \quad (4.9)$$

を満たす。図 4.6a) では  $rep_c^* = 0.5$  としたときの  $D_{sp,1}^*$  を示している。さらに、次の凍結融解期までの間に生産された土砂は流出すると仮定する。凍結融解現象の規模が毎年同じであるとの仮定から、これが式(4.3)で表されるから、2 年目の無次元凍結融解回数の深度分布  $rep_2^*(z^*)$  は、前年の凍結融解現象を考慮して

$$rep_2^*(z^*) = f^*(z^*) + f^*(z^* - D_{sp,1}^*) \quad (z^* \geq D_{sp,1}^*) \quad (4.10)$$

で表すことができる（図 4.6b）。式(4.10)の右辺第一項は、1 年目の凍結融解現象の履歴を表し、図 4.6b) では白い点線で示している。式(4.10)の右辺第二項は、2 年目に発生する凍結融解作用である。1 年目に  $0 \leq z^* \leq D_{sp,1}^*$  の風化基岩層が土砂化して流出したため、式(4.10)は  $z^* > D_{sp,1}^*$  の範囲で適用される。2 年目の無次元凍結融解強度指数  $I_{FT,2}^*$  は、図 4.6b) に示す、青で塗りつぶした領域の面積であり、

$$I_{FT,2}^* = \int_{D_{sp,1}^*}^{\infty} rep_2^*(z^*) dz^* \quad (4.11)$$

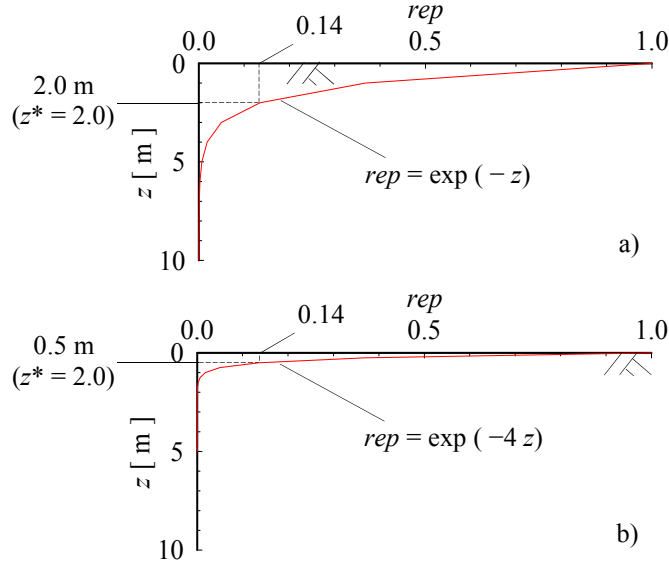


図 4.7 深度  $z$  の無次元化の妥当性：

- a)  $a = 1.0$ ,  $b = 1.0$  の場合の凍結融解回数  $rep$  と深度  $z$  の関係  
 b)  $a = 1.0$ ,  $b = 4.0$  の場合の凍結融解回数  $rep$  と深度  $z$  の関係

で計算される。また、2 年目の無次元土砂化深さ  $D_{sp,2}^*$  は

$$rep_c^* = rep_2^*(D_{sp,2}^*) \quad (4.12)$$

を満たす。図 4.6b) には、 $rep_c^* = 0.5$  としたときの  $D_{sp,2}^*$  を示している。

以上のことを繰り返し行えば、 $n$  年目の無次元凍結融解回数の深度分布  $rep_n^*(z^*)$  が

$$rep_n^*(z^*) = f^*(z^*) + \sum_{i=1}^{n-1} f^*(z^* - D_{sp,i}^*) \quad (z^* \geq SD_{sp}^*) \quad (4.13)$$

で計算され、 $n$  年目の無次元凍結融解強度指数  $I_{FT,n}^*$  は

$$I_{FT,n}^* = \int_{SD_{sp}^*}^{\infty} rep_n^*(z^*) dz^* \quad (4.14)$$

で計算される。なお、式(4.13)、(4.14)中にある  $SD_{sp}^*$  は、 $(n-1)$  年までの総土砂化深さであり、

$$SD_{sp}^* = \sum_{i=1}^{n-1} D_{sp,i}^* \quad (4.15)$$

で計算される。

ここでは、土砂化に必要な無次元凍結融解回数  $rep_c^*$  として任意の値を与え、式(4.13)および式(4.14)より、無次元化した凍結融解強度指数（無次元凍結融解強度指数と呼ぶ） $I_{FT,n}^*$  の経年変化を調べる。

解析結果に移る前に、式(4.3)のような無次元化（正規化）が妥当か否か、検討しておく。まず、無次元化した凍結融解回数  $rep^*$  は、図 4.5 から分かるように 0～1 の値をとる。 $rep^*$  にパラメータ  $a$  として任意の値  $a_1$  を乗じれば、その値は式(4.3)より凍結融解回数  $rep$  となり、凍結融解回数  $rep$  は 0～ $a_1$  の値をとる。一方、式(4.1)の凍結融解回数  $rep$  と深度  $z$  の関係から、パラメータ  $a$  として同じ値  $a_1$  を与えれば、凍結融解回数  $rep$  は 0～ $a_1$  の値をとる。従って、式(4.3)に示す凍結融解回数  $rep$  の無次元化は妥当であると考えられる。次に、無次元深さ  $z^*$  の妥当性を考える。まず、一例として式(4.1)で  $a = 1.0$  とし、 $b = 1.0$  あるいは  $b = 4.0$  を与え、凍結融解回数  $rep$  の深度分布を 2 つ考える（図 4.7）。そこで、無次元深さ  $z^*$  として任意の値  $z_1^*$  を式(4.5)に代入し、その結果得られる  $z_1$  をさらに式(4.1)に代入したとき、両分布で同じ凍結融解回数  $rep$  の値が得られ



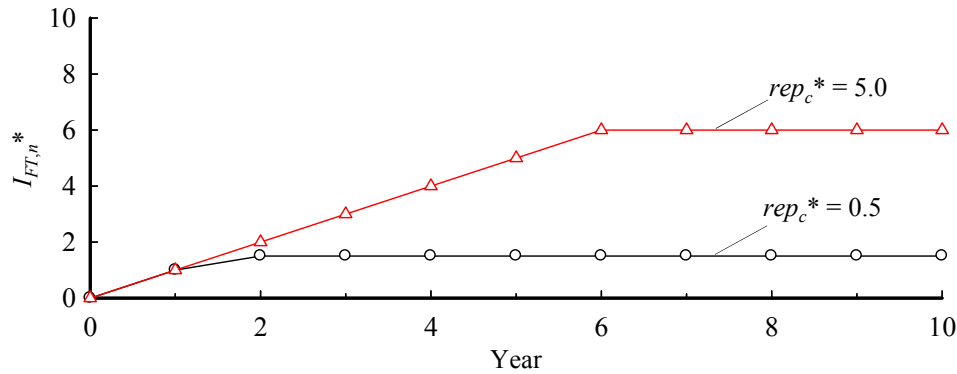
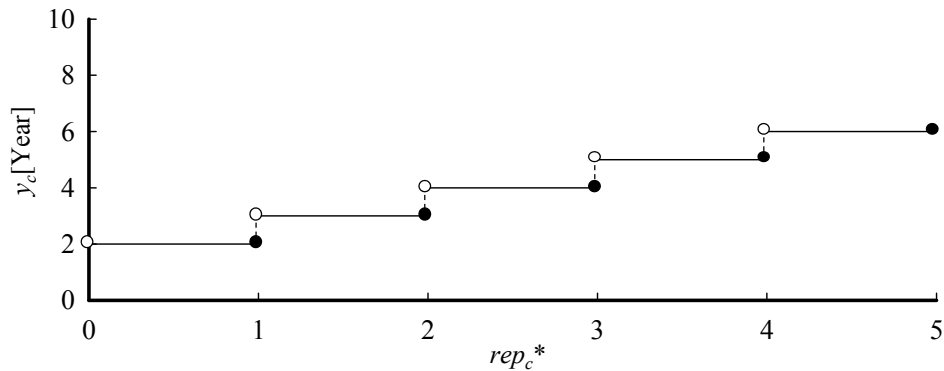
図 4.8 無次元凍結融解強度指数  $I_{FT,n}^*$  の経年変化

図 4.9 土砂化に必要な無次元凍結融解回数  $rep_c^*$  と無次元凍結融解強度指数  $I_{FT,n}^*$  が一定になるために必要な年数  $y_c$  の関係（白丸のある点では値が存在しないことを，黒丸の点では値が存在することを示す）

ることを確認すれば，無次元深さ  $z^*$  の妥当性を確認することができる。例えば， $z_1^* = 2.0$  の場合，パラメータ  $b = 1.0$  の場合は，式(4.5)より深度  $z = 2.0$  m となる。さらに深度  $z = 2.0$  m を式(4.1)に代入すれば，凍結融解回数  $rep = 0.14$  となる（図 4.7a）。同様に，パラメータ  $b = 4.0$  の場合は，式(4.5)より深度  $z = 0.5$  m となり，これを式(4.1)に代入すれば，凍結融解回数  $rep = 0.14$  となる（図 4.7b）。パラメータ  $b$  をその他の値としても同様である。以上より，式(4.5)に示す深度  $z$  の無次元化も妥当であり，従って式(4.3)は妥当であると言える。

## (2) 計算結果と考察

図 4.8 は，無次元凍結融解強度指数  $I_{FT,n}^*$  の経年変化を示している。図 4.8 には，土砂化に必要な無次元凍結融解回数  $rep_c^*$  が 0.5 の場合と，5.0 の場合の結果を示している。 $rep_c^* = 0.5$  は，1 年間に経験する凍結融解で土砂化する風化基岩に相当し， $rep_c^* = 5.0$  は，凍結融解作用を 5 年経験して初めて土砂化する風化基岩に相当する。図 4.8 を見ると，土砂化に必要な無次元凍結融解回数  $rep_c^*$  が 0.5 のときは，無次元凍結融解強度指数  $I_{FT,n}^*$  は 2 年目以降にほぼ一定の値となっていることが分かる。実際に 2 年目以降は， $n$  年目と  $n+1$  年目の無次元凍結融解強度指数の差の絶対値 ( $|I_{FT,n}^* - I_{FT,n+1}^*|$ ) は 0.0002 以下と小さい。土砂化に必要な無次元凍結融解回数  $rep_c^*$  が 5.0 のときは，無次元凍結融解強度指数  $I_{FT,n}^*$  は 6 年目まで増加するが，6 年目以降にほぼ一定の値となっていることが分かる。このときも，6 年目以降は， $n$  年目と  $n+1$  年目の無次元凍結融解強度指数の差の絶対値は 0.0002 以下である。これらの結果から，ある年数以上を経過すれば，土砂化に必要な無次元凍結融解回数  $rep_c^*$  の値に関わらず，無次元凍結融解強度指数  $I_{FT,n}^*$  は一定値に収束すると考えられる。これは，凍結融解回数が蓄積するとともに，ある回数以上の凍結融解を経験した風化基岩層は土砂化して流出するため，ある年数以上が経過すれば両者の影響が釣り合ったことが要因と考えられる。

土砂化に必要な無次元凍結融解回数  $rep_c^*$  が異なれば、無次元凍結融解強度指数  $I_{FT,n}^*$  の値が一定値となるまでの年数  $y_c$  は異なると考えられる。そこで、 $rep_c^*$  を変えて計算した時に得られる、 $rep_c^*$  と  $y_c$  の関係を図 4.9 に示す。なお、 $n$  年目と  $n+1$  年目の無次元凍結融解強度指数の差の絶対値 ( $|I_{FT,n}^* - I_{FT,n+1}^*|$ ) が 0.0002 以下となるとき、 $y_c = n$  とした。図 4.9 において、白丸あるいは黒丸が、 $rep_c^* = 0, 1, 2, 3, 4, 5$  の点にあるが、白丸のある点では値が存在しないことを、黒丸の点では値が存在することを示す。図 4.9 を見ると、 $rep_c^*$  が大きくなるほど  $I_{FT}^*$  が一定となるために必要な年数  $y_c$  が増えることが分かる。これは、田上山地の風化花崗岩と同じプロセスで土砂化するような風化基岩のうち、土砂化に必要な無次元凍結融解回数  $rep_c^*$  が大きい風化基岩ほど、凍結融解の履歴の影響が大きくなることを示唆している。換言すれば、風化基岩温度の深度分布解析を行う場合、1 年間だけでなく、 $y_c$  年間の計算を行わなければ、正確な土砂生産量の推定は行うことができないことを意味している。

ここで、例えば田上山地の風化花崗岩からの土砂生産量を推定する場合、何年間分の風化基岩温度の深度分布解析を行う必要があるか検討する。 $rep_c^*$  の値を求めればよいので、土砂化に必要な凍結融解回数  $rep_c$  は 2.7 の検討から 10 回、パラメータ  $a$  の値としては、例えば図 4.1c から地表面での凍結融解回数を読み取って 23 回を用いることとすると、式(4.8)より、 $rep_c^* = 0.43$  である。 $rep_c^* = 0.43$  に対応する、無次元凍結融解強度指数  $I_{FT,n}^*$  の値が一定値となるまでの年数  $y_c$  を図 4.9 から読み取ると、 $y_c = 2$  となる。従って、田上山地の風化花崗岩からの土砂生産量を推定する場合、2 年間分の風化基岩温度の深度分布解析を行う必要がある。ただし実際には、解析を行うにあたって仮定したように、毎年同じ凍結融解現象が生じることはなく、年によって凍結融解回数や凍結深さが異なることと、全ての土砂が次の凍結融解期までに流出するのは勾配の大きい斜面に限られるため、これらの影響を考える必要がある。これは今後の課題である。

#### 4.2.3 水分量の違いが与える影響

ここでは、水分量の違いが土砂生産量に与える影響について考察する。第 2 章の図 2.39、図 2.40 で見たように、水分量が多いほど凍結融解による間隙率の増加率が大きくなり、風化基岩の破壊の程度が大きくなると考えられる。また一方で、水分量が多ければ潜熱の発生量が多くなり、風化基岩温度の低下量が抑制されることも考えられる。従って、凍結融解回数は少なくなり、凍結深さは小さくなる可能性がある。凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は凍結融解回数と凍結深さの両方を加味した指標であるため、風化基岩内の水分量に左右されると思われる。そこで、ここでは含水率分布の違いが凍結融解強度指数  $I_{FT}$  に与える影響を明らかにすべく、解析を行った。具体的には、含水率の深度分布をいくつか設定し、堤ら<sup>3)</sup>の提案した地表面温度  $T_{G0}$  を入力データとする熱伝導解析モデルを用いた解析から凍結融解強度指数  $I_{FT}$  を求め、その違いを検討した。

##### (1) 計算条件

4.2.1 では、熱伝導解析モデルを用いて凍結融解強度指数を求める際に、初期条件および境界条件として、含水率が深度方向に一定値(0.4, 飽和度 83%)であるとした。ここでは、それとは異なる含水率の深度分布を与えて風化基岩温度の深度分布解析を行い、その影響を検討する。

含水率の深度分布は、Case4-1、Case4-2 の 2 ケースを設定した。両ケースの含水率の深度分布は、次のような方法で得られる。まず、風化基岩の水分特性曲線を式(2.16)の対数正規分布で近似する。なお、式(2.16)中の飽和含水率(間隙率)  $n$  は、3.3.1(4)と同じ 0.48 とした。残留体積含水率  $\theta_r$ 、圧力水頭の幾何平均  $\psi_m$ 、標準偏差  $\sigma$  は、図 2.23d) に示す田上山地の裸地斜面におけるまさ土の値と仮定し、それぞれ 0.12, -0.218 m, 2.14 とした。図 4.10 はこのときの水分特性曲線を表す。そして Case4-1 では、地表面下 1 m の位置に地下水

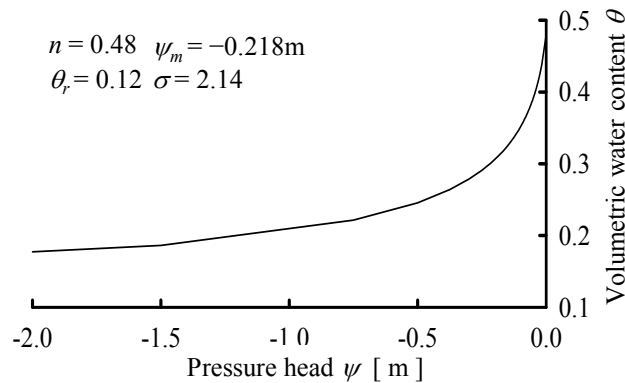


図 4.10 計算に用いた水分特性曲線

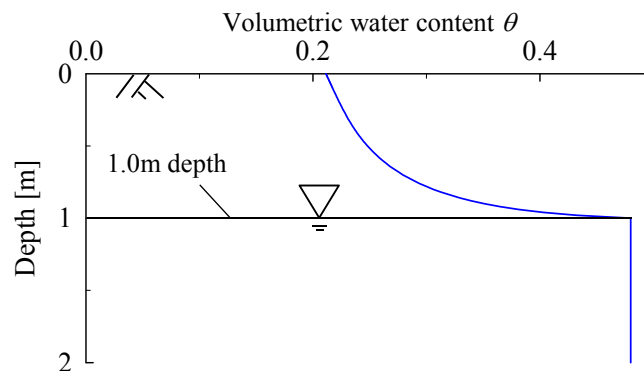


図 4.11 地下水面の位置が深度 1 m 地点で水分移動がないときの含水率の深度分布 (Case4-1)

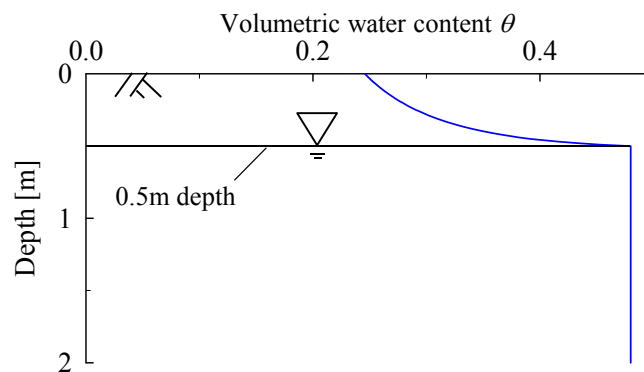


図 4.12 地下水面の位置が深度 0.5 m 地点で水分移動がないときの含水率の深度分布 (Case4-2)

面があり、かつ水分移動がない平衡状態としたときに得られる含水率の深度分布を用いた (図 4.11)。Case4-2 では、風化基岩がより湿潤状態にある場合を想定し、地表面下 0.5m の位置に地下水面があり、かつ水分移動がない平衡状態としたときの含水率の深度分布を用いた (図 4.12)。図 4.11 と図 4.12 を比べれば分かるように、Case4-2 の方が全体的により含水率が高い条件である。

風化基岩温度の深度分布解析は、堤ら<sup>3)</sup>の提案した、地表面温度を入力データとする熱伝導解析モデル (図 3.11) を用いて行った。計算は田上山地の裸地斜面を対象とし、計算条件は、3.3.1(4)に示す計算条件と同じとした。インプットデータとして、2006 年 12 月 20 日から 2007 年 4 月 10 日に田上山地の裸地斜面で観測された地表面温度  $T_{G0}$  を用いた。

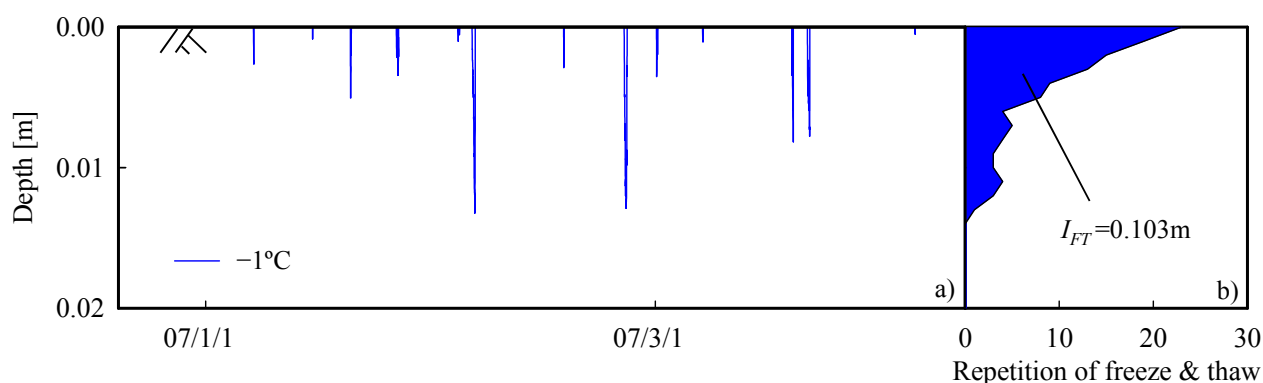


図 4.13  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化と凍結融解回数の深度分布

(地下水面の位置が深度 1 m 地点で水分移動がないときの含水率の深度分布を与えて計算した場合) : a)  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化, b) 凍結融解回数の深度分布

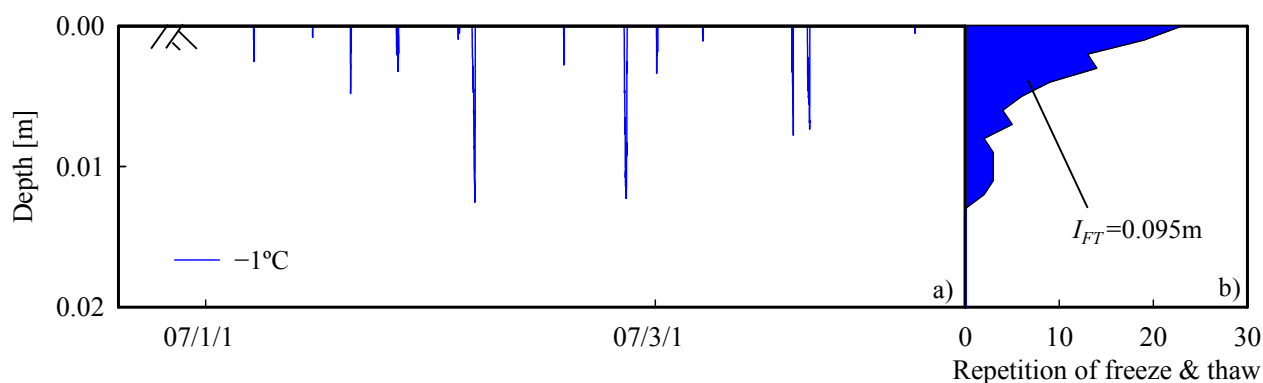


図 4.14  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化と凍結融解回数の深度分布

(地下水面の位置が深度 0.5 m 地点で水分移動がないときの含水率の深度分布を与えて計算した場合) : a)  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化, b) 凍結融解回数の深度分布

## (2) 解析結果および考察

図 4.13 は Case4-1 の, 地下水面が地表面下 1 m にあり, 水分移動がないときの含水率の深度分布を与えて計算した場合に得られる,  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化と凍結融解回数の深度分布である。図 4.13a) は  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化であり, 図 4.13b) は凍結融解回数の深度分布である。図 4.14 は Case4-2 の, 地下水面が地表面下 0.5 m にあり, 水分移動がないときの含水率の深度分布を与えて計算した場合に得られる,  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化と凍結融解回数の深度分布である。図 4.14a) は  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化であり, 図 4.14b) は凍結融解回数の深度分布である。

まず, 含水量の違いが凍結深さに与える影響を検討する。図 4.13b) の, 地下水面が地表面下 1 m にあり, 水分移動がないときの含水率の深度分布を与えた場合 (Case4-1), 凍結深さは最大で 0.014 m である。また, 図 4.14b) の, 地下水面が地表面下 0.5 m にあり, 水分移動がないときの含水率の深度分布を与えた場合 (Case4-2) は最大で 0.013 m であった。なお, 含水率が深度方向に 0.4 で一定で, その他の計算条件を同じとして計算した場合 (Case3-1) での最大凍結深さは 0.014 m である (図 4.1)。最も含水量が多い条件と考えられるのが, 含水率を深度方向に 0.4 と一定値を与えた場合 (Case3-1), その次が, 地下水面が地表面下 0.5 m

にあり、水分移動がないときの含水率の深度分布を与えた場合（Case4-2）、そしてその次が、地下水面が地表面下 1.0 m にあり、水分移動がないときの含水率の深度分布を与えた場合（Case4-1）である。この結果から、含水量が多いほど凍結深さは小さくなると推察される。しかしながら、凍結深さの違いはわずかである。含水量が多いほど凍結深さが小さくなるのは、含水量が多いほど凍結潜熱がより多く発生し、風化基岩温度の変化が抑制されたためと考えられる。しかし、式(3.7)の熱伝導方程式から分かるように、温度の変化量は、凍結潜熱量だけでなく熱伝導量にも依存する。従って、熱伝導による影響の方が潜熱発生量の影響よりも大きく、これが凍結深さの違いがわずかに留まった原因であると考えられる。

次に、含水量の違いが凍結融解強度指数  $I_{FT}$  に与える影響を検討する。解析の結果、地下水面が地表面下 1 m にあり、水分移動がないときの含水率の深度分布を与えた場合（Case4-1）では、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が 0.103m、地下水面が地表面下 0.5 m にあり、水分移動がないときの含水率の深度分布を与えた場合（Case4-2）では 0.095m であった。また、含水率が深度方向に 0.4 で一定の条件（Case3-1、図 4. 1b）では凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が 0.097m であった。最も含水量が少ない条件と考えられる Case4-1 で大きな値を示すのは、凍結潜熱の発生量が少なかったためと考えられる。また、最も含水量が多い条件と考えられる、含水率が深度方向に 0.4 で一定の場合（Case3-1）の方が、地下水面が地表面下 0.5 m にあり、水分移動がないときの含水率の深度分布を与えた場合（Case4-2）よりも、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値が大きい。これも、先と同様に、熱伝導の影響の方が凍結潜熱の影響よりも大きいことに起因していると考えられる。以上より、含水量が異なれば凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は異なるものの、その違いはわずかである。従って、凍結融解強度指数を求めるにあたっては、含水量の違いは無視しても問題はないと考えられる。

### 4.3 我が国の凍結融解指標

#### 4.3.1 地形的・気候的特性が与える影響

我が国は南北に伸びる陸地を有し、かつ環太平洋造山帯という造山運動が活発なところに位置するため、地形条件と気候条件が多様である。そして、地形条件および気候条件により、凍結融解による土砂生産量が大きく異なると予想される。例えば、斜面向きが北向きの裸地斜面では、低標高地帯に位置していても、日射量が少なく、風化基岩の温度が比較的低い環境下にあるため、凍結融解作用による土砂生産現象が起り易い。一方、南向きの斜面では、日射量が比較的多く、風化基岩の温度が比較的高い環境下にあるため、凍結自体が起りにくく、凍結融解による土砂生産現象が活発でないことがあり得る。

次に、高標高地帯で考えてみると、斜面向きが北向きの裸地斜面では、日射量が少ないだけでなく気温も低いために、凍結は起こるものの融解しにくく、凍結融解による土砂生産現象が活発ではなくなる可能性がある。一方、南向きの斜面では、日射量が多いために、凍結および融解のどちらもが発生して、凍結融解による土砂生産現象が活発となることがあり得る。従って、凍結融解による土砂生産量の大小は、裸地斜面の標高、斜面勾配、斜面向きなどの地形条件に左右されると予想される。また、年平均気温が低い気候帯では、年平均気温が高い気候帯に比べると、凍結融解による土砂生産現象が活発になると予想されるので、気候条件にも依存すると考えられる。

以上の理由から、4.3.1 では、地形条件および気候条件が凍結融解による土砂生産量に与える影響について検討を行った。検討にあたっては、様々な地形条件および気候条件のもとで風化基岩温度の時系列変化を計算し、その結果から得られる凍結融解強度指数の違いを調べることにした。具体的には、計算対象領域を日本全国とし、国内で観測されている一般的な気象データを用いて、かつ様々な地形条件のもとで風化基岩

温度を推定し、凍結融解強度指数を求めた。気象データとしては、県内にある複数の気象観測地点から代表的な地点を一カ所選出し、この地点の気象データを用いて計算することとした。つまり、ある地形条件を設定すれば、凍結融解強度指数は、各都道府県で一つずつ得られることとなる。以下、気象観測地点の選出方法、計算条件を述べ、解析結果の考察を述べる。なお、我が国は豪雪地帯を有し、積雪の影響を無視できないが、ここでは積雪の影響を無視した計算を行った。積雪の影響は4.3.3で考察する。

### (1) 各都道府県の代表的な気象観測地点の選出方法

各都道府県の代表的な気象観測地点は、以下の方法で選出した。本節では、計算期間を2008年7月1日から2009年7月1日とする。そこで、県内にある全ての気象観測地点ごとに得られている、一年で凍結融解が活発となる期間である2008年11月から2009年5月における月平均気温を、気象庁のHP<sup>4)</sup>から読み取る。次に、各気象観測地点の月平均気温を、県内の全観測地点で平均し、これを県全体の月平均気温と仮定する。そして、各気象観測地点の月平均気温と、県全体のそれとの偏差平方和を2008年11月から2009年5月にかけて求め、これが最小となる観測点を代表地点とした。選出した気象観測地点を表4.1に示す。なお、表4.1には気象観測地点での年平均気温(2008年)、標高および地表面から地下恒温層の上端までの深さ $z_{cl}$  [m]も併せて示している。

### (2) 計算手順と条件

計算は、風化基岩のカラムを想定し、1次元有限要素法により行った。風化基岩のカラムの高さは、地表面から地下恒温層の上端までの深さ $z_{cl}$ と一致させた。カラムの高さを $z_{cl}$ としたのは、後述するが、境界条件として計算領域下端の温度を一定の温度にするためである。地表面から地下恒温層の上端までの深さ $z_{cl}$ は、阿部ら<sup>5)</sup>によって、表4.2に示すように地域により異なることが明らかとなっている。表4.1には、表4.2を参考に設定した、各都道府県の $z_{cl}$ を示している。また、表4.3に有限要素の分割間隔を示す。

地表面は裸地と仮定し、勾配は45°の斜面を想定した。一般的な気象データは、1時間ごとの観測値を用いた。従って、計算時間の間隔は1時間とした。なお、データは全て、気象庁のHP<sup>4)</sup>で公開されているものである。斜面の向きは北向きあるいは南向きの2パターン、標高は500 m, 1000 m, 1500 m, 2000 m, 2500 m, 3000 m, 3500 mの7パターンで計算を行った。ただし、県内の最高地点の標高よりも、高い標高での計算は行わなかった。例えば北海道では、最高地点の標高が大雪山の2290 mであるため<sup>6)</sup>、標高2500 m, 3000 m, 3500 mでの計算は行わなかった。なお、標高によって気温は変化し、気象観測地点の標高と計算対象の標高とは異なる。従って、気温は100 m上昇するごとに0.65°C減少すると仮定して標高補正した値を用いた。風速および日射量は、県の代表地点での値を用いるが、欠測の場合は県内の別の地点で観測された値を用いた。

初期条件と境界条件を述べる。風化基岩温度 $T_G$ の初期条件は、深さ方向に一律に、表4.1に示す各都道府県の年平均気温(2008年)とした。ただし上述のように、標高が高くなるほど気温は低くなるため、計算対象の標高にあわせて標高補正したものをを用いた。風化基岩の間隙率 $n$ および含水率 $\theta$ は田上山地の風化花崗岩の値とし、それぞれ0.48, 0.4で深さ方向に一律に与えた。風化基岩カラム下端の温度 $T_{Gb}$ は、表4.1に示す各都道府県の年平均気温(2008年)に標高補正を施した値を与えた。

計算に用いたパラメータは表3.2に示す、田上山地にある風化花崗岩質の裸地斜面についてのパラメータと同じものとした。本来ならば、国内の地質の分布を考慮すべきであるが、計算条件をできる限り等しくし、気象・地形の影響のみを考察するために、地質は花崗岩と仮定した。風化基岩全体の熱伝導率 $\lambda_G$ および比熱 $c_G$ は、風化基岩の実質部分(固相部分)、間隙水、間隙氷、空気存在割合をそれぞれの熱伝導率( $\lambda_{rock}$ ,  $\lambda_{water}$ ,  $\lambda_{ice}$ ,  $\lambda_{air}$ )および比熱( $c_{rock}$ ,  $c_w$ ,  $c_{ice}$ ,  $c_{air}$ )に乘じ、これらを足し合わせたものとした。地表面のアル

表 4.1 各都道府県の代表地点とその地点の年平均気温（2008 年），標高，東経，北緯および  
地表面から地下恒温層の上端までの深さ  $z_{ct}$

Prefecture	Observatory	Mean temperature for 2008 [ degree C ]	Elevation [ m ]	East longitude [ degree ]	North latitude [ degree ]	$Z_{ct}$ [ m ]
Hokkaido	Monbetsu	6.7	16	143.36	44.35	11.0
Aomori	Rokkasho	9.4	80	141.27	40.89	13.0
Iwate	Tono	10.0	273	141.54	39.34	13.0
Nagano	Tateshina	10.3	715	138.31	36.27	14.0
Akita	Iwamisannai	10.6	41	140.29	39.71	13.0
Yamagata	Oguni	10.8	140	139.74	38.08	13.0
Fukushima	Funehiki	10.8	421	140.58	37.44	13.0
Miyagi	Zao	11.4	112	140.68	38.13	13.0
Tochigi	Imaichi	11.7	414	139.68	36.73	13.0
Gunma	Nakanojo	12.1	354	138.85	36.59	13.0
Yamanashi	Furuseki	12.2	552	138.62	35.53	13.0
Gifu	Hagiwara	12.6	425	137.21	35.89	14.0
Niigata	Maki	13.2	2	138.91	37.77	14.0
Ishikawa	Nanao	13.5	58	136.99	37.03	14.0
Nara	Kamikitayama	13.5	334	136.01	34.14	13.0
Toyama	Tonami	13.7	69	136.96	36.61	14.0
Ibaraki	Mito	13.9	29	140.47	36.38	14.0
Okayama	Fukuwatari	14.1	63	133.9	34.87	13.0
Tottori	Iwai	14.1	19	134.36	35.56	13.0
Shimane	Tsuwano	14.2	165	131.77	34.46	13.0
Hiroshima	Hongo	14.2	331	132.92	34.44	13.0
Shiga	Torahime	14.5	90	136.24	35.42	13.0
Fukui	Harue	14.5	5	136.22	36.14	14.0
Saitama	Tokorozawa	14.6	119	139.41	35.77	13.0
Kyoto	Maizuru	14.8	2	135.32	35.45	13.0
Tokushima	Anabuki	14.8	160	134.16	34.04	15.0
Hyogo	Miki	15.0	145	135.01	34.78	13.0
Shizuoka	Kikugawamakinohara	15.0	191	138.14	34.78	13.0
Yamaguchi	Iwakuni	15.1	70	132.18	34.16	13.0
Chiba	Yokoshibahikari	15.1	6	140.48	35.66	13.0
Aichi	Okazaki	15.6	47	137.19	34.92	13.0
Mie	Toba	15.6	2	136.83	34.48	13.0
Kumamoto	Mashiki	15.6	193	130.86	32.84	10.5
Kanagawa	Odawara	15.6	28	139.15	35.26	13.0
Oita	Bungotakada	15.8	5	131.43	33.57	10.5
Kagawa	Hiketa	15.8	12	134.41	34.21	15.0
Wakayama	Kawabe	15.8	84	135.22	33.89	13.0
Osaka	Hirakata	16.0	26	135.67	34.81	13.0
Ehime	Saijyo	16.0	4	133.08	33.92	15.0
Saga	Kawasoe	16.1	2	130.3	33.15	10.5
Kochi	Gomen	16.4	12	133.64	33.59	15.0
Nagasaki	Ishida	16.5	12	129.79	33.75	10.5
Fukuoka	Dazaifu	16.6	27	130.5	33.51	10.5
Miyazaki	Miyakonojo	16.6	154	131.08	31.73	10.5
Tokyo	Fuchu	16.7	38	139.48	35.68	13.0
Kagoshima	Nakakoshiki	18.3	10	129.87	31.84	10.5
Okinawa	Ashimine	23.7	3	127.65	26.2	10.5



表 4.2 地下恒温層の地域による分類 (阿部ら<sup>5)</sup> から抜粋)

District	Depth of isothermal layer [ m ]
Hokkaido	10-12
Tohokku	12-14
Chubu	14
Hokuriku	14
Tokaido	12-14
Sanyo	12-14
Sanin	12-14
Shikoku	14-16
Kyushu, Okinawa	9-12

表 4.3 有限要素の分割間隔

Depth [ m ]	Length of element [ m ]
0.0 - 0.1	0.001
0.1 - 0.2	0.005
0.2 - 0.5	0.01
0.5 - 1.0	0.02
1.0 - 2.0	0.1
2.0 <	0.5

ベド  $ref$ , 空気の体積熱容量  $c_{air}\rho$ , バルク係数  $C_H$  は, 全て 3.3.1 での計算条件と同じ値とし, それぞれ 0.14, 1210 J /K /m<sup>3</sup>, 0.0015 とした。下向き長波放射  $L\downarrow$  にかかる係数  $\varepsilon$  は, 3.3.2 (2) で求めた田上山地の裸地斜面での値 0.91 とし, 計算期間で一定と仮定した。

### (3) 風化基岩温度の補正量

気象データから推定した風化基岩温度  $T_G$  は, 実測値よりも温度が高めに推定される傾向にある。よって, 4.2.1 で述べたように温度補正を行う。従って, ここでも深度方向に一律にある温度  $T_{calib}$  だけ減じる補正を行うこととした。温度補正值  $T_{calib}$  は, 本来ならば都道府県ごとに求める必要がある。その場合, 地表面温度  $T_{G0}$  を入力データとした熱伝導解析から風化基岩温度  $T_G$  の深度分布を求め, これから凍結融解強度指数  $I_{FT}$  を真値として求めておく必要がある。しかしながら, 各都道府県の地表面温度  $T_{G0}$  の計測データは無いため, 凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の真値を求めることはできない。従って, 温度補正值  $T_{calib}$  は, 4.2.1 (2) で述べた方法により得られる, 田上山地の裸地斜面での値とし, この値を全国一律に用いることとした。ただし, 4.2.1 (2) で得た温度補正值  $T_{calib}$  は, 2006 年 12 月 20 日から 2007 年 4 月 10 日の期間での値である。本節では, 計算期間を 2008 年 7 月 1 日から 2009 年 7 月 1 日として計算を行うため, この期間における温度補正值  $T_{calib}$  を新たに求める必要がある。そこで, 田上山地の裸地斜面での計算を, 2008 年 7 月 1 日から 2009 年 7 月 1 日において行った。

図 4.15 は, 2008 年 7 月 1 日から 2009 年 7 月 1 日において田上山地の裸地斜面で計測した地表面温度  $T_{G0}$  を, 入力データとして計算した結果得られる,  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化と凍結融解回数の深度分布である。図 4.15a) は  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化, 図 4.15b) は計算期間における凍結融解回数の総数の深度分布である。凍結融解回数を深度方向に積分した凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は 1.457 m である。図 4.16 は風化基岩温度の補正值  $T_{calib}$  と, 温度補正後に再解析して求めた凍結融解強度指数  $I_{FT}$  との関係である。実線は近似曲線である。ここでは凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値が 1.457 m に一致するように補正するので, 図 4.16 から 1.457 m に対応する温度補正值  $T_{calib}$  を読み取ると, その値は  $-1.359^{\circ}\text{C}$  となる。図 4.17 は, 2008 年 7 月 1 日から 2009 年 7 月 1 日において, 一般的な気象データを入力データとした解析から得られる風化基岩温度  $T_G$  を, 温度補正值  $T_{calib} = -1.359^{\circ}\text{C}$  で温度補正した後に得られる,  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化と凍結融解回数の深度分布である。図 4.17a) は  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化, 図 4.17b) は計算期間における凍結融解回数の総数の深度分布である。図 4.15b) と図 4.17b) を比較すると, 概ね凍結融解回数の深度分布は一致していることが分かる。従って, 温度補正值  $T_{calib}$  は  $-1.359^{\circ}\text{C}$  で妥当と判断し, これを用いることとした。

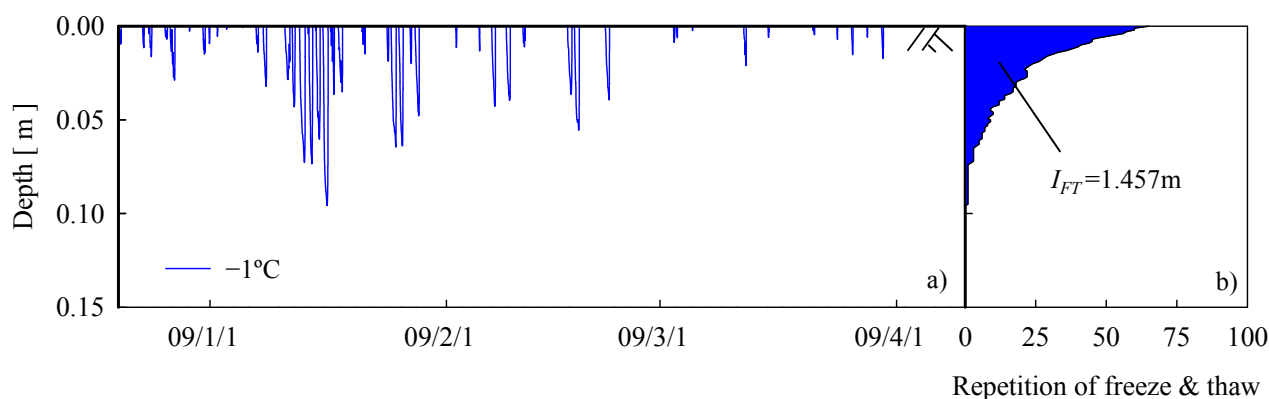


図 4.15  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化と凍結融解回数の深度分布

(田上山地の裸地斜面で計測した地表面温度  $T_{G0}$  を入力データとして計算した場合) :

a)  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化 (2008/7/1~2009/7/1),

b) 凍結融解回数の深度分布

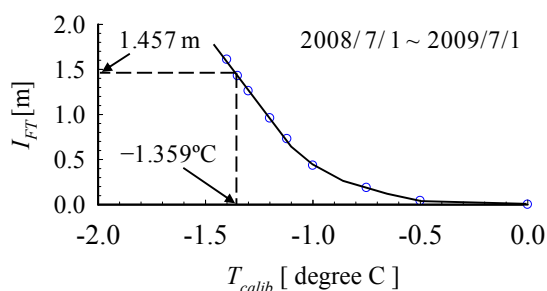


図4.16 温度補正值  $T_{calib}$  と凍結融解強度指数  $I_{FT}$  との関係 (2008/7/1~2009/7/1)

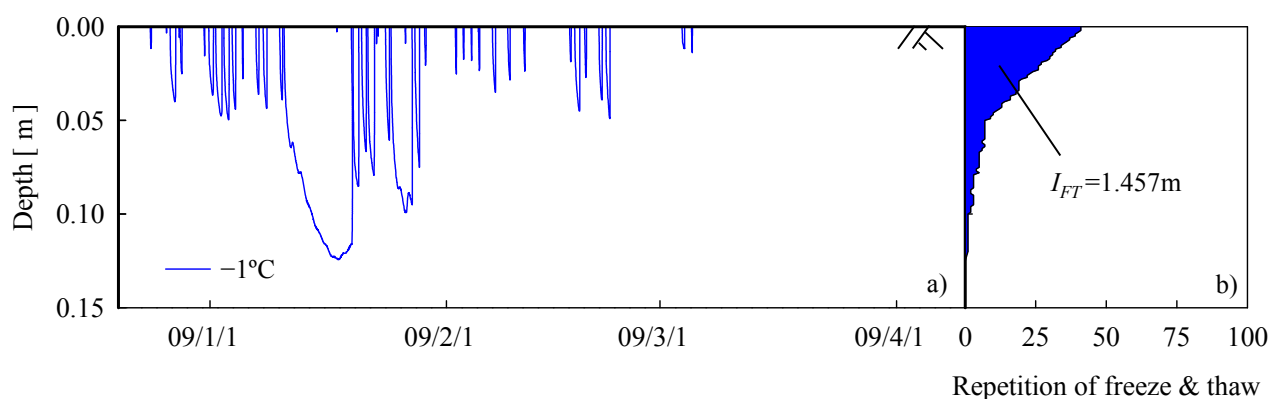


図 4.17  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化と凍結融解回数の深度分布

(田上山地の裸地斜面で観測された気象データを入力データとして計算される

風化基岩温度  $T_G$  を温度補正值  $T_{calib}$  により補正した場合) :

a)  $-1^{\circ}\text{C}$  等温線の時系列変化 (2008/7/1~2009/7/1),

b) 凍結融解回数の深度分布

#### (4) 計算結果と考察

まず、標高による土砂生産量の違いを知るため、標高と凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の関係を見る。図 4.18～図 4.62 は、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と標高との関係を都道府県ごとに示したものであり、南向き斜面での結果は黒の実線で、北向き斜面での結果は赤の実線で示している。図 4.18～図 4.62 は、2008 年の年平均気温が低い都道府県から順に並ぶようにしており、図 4.18 は北海道、図 4.19 は青森、図 4.20 は岩手、図 4.21 は長野、図 4.22 は秋田、図 4.23 は山形、図 4.24 は福島、図 4.25 は宮城、図 4.26 は栃木、図 4.27 は群馬、図 4.28 は山梨、図 4.29 は岐阜、図 4.30 は新潟、図 4.31 は石川、図 4.32 は奈良、図 4.33 は富山、図 4.34 は茨城、図 4.35 は岡山、図 4.36 は鳥取、図 4.37 は島根、図 4.38 は広島、図 4.39 は滋賀、図 4.40 は福井、図 4.41 は埼玉、図 4.42 は京都、図 4.43 は徳島、図 4.44 は兵庫、図 4.45 は静岡、図 4.46 は山口、図 4.47 は愛知、図 4.48 は三重、図 4.49 は熊本、図 4.50 は神奈川、図 4.51 は大分、図 4.51 は香川、図 4.53 は和歌山、図 4.54 は大阪、図 4.55 は愛媛、図 4.56 は佐賀、図 4.57 は高知、図 4.58 は長崎、図 4.59 は福岡、図 4.60 は宮崎、図 4.61 は東京、図 4.62 は鹿児島での結果である。なお、千葉県は標高 500 m 以上の地点がないため、沖縄県は凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値がいずれの地形条件でも 0 m であったため、示していない。

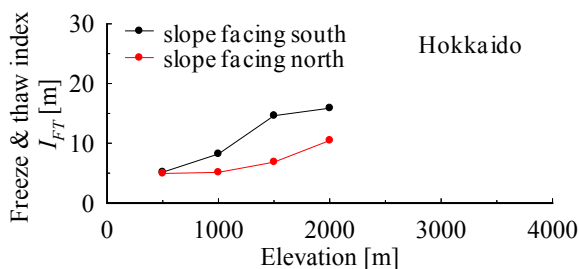
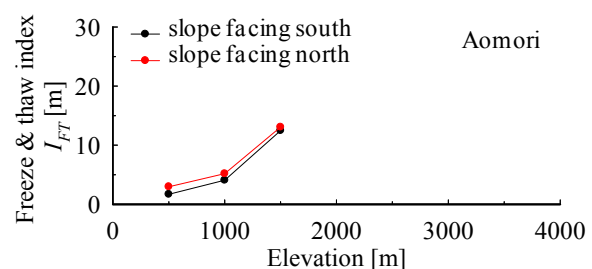
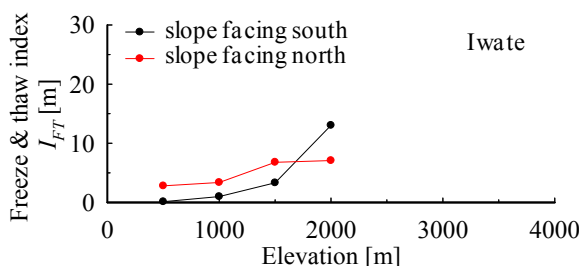
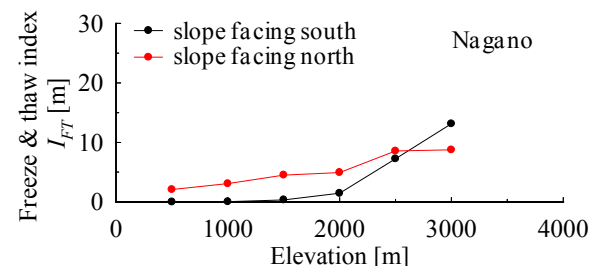
図 4.18～図 4.62 を見ると、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と標高は多くの場合、正の相関関係にある。つまり、凍結融解現象は標高が高くなるにつれて活発となる。しかし、正の相関関係にない場合もある。正の相関関係にないのは、新潟県の北向き斜面（図 4.30）、富山県の南向き斜面（図 4.33）、静岡県 の北向き斜面（図 4.45）である。これらの斜面では、標高が低い場合は正の相関関係にあるものの、標高が高くなると負の相関関係に転じていることが分かる。

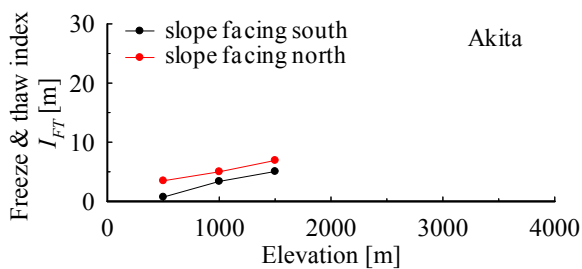
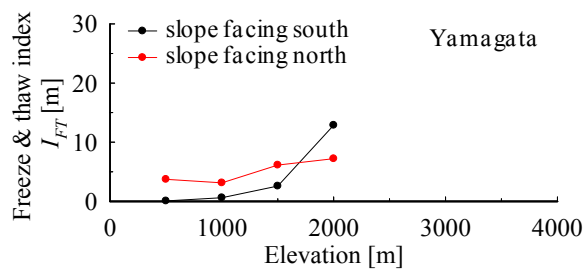
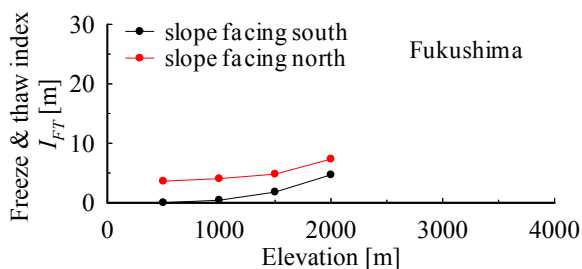
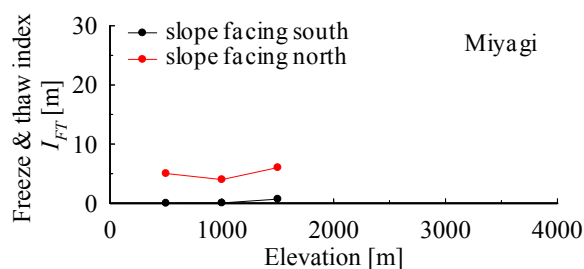
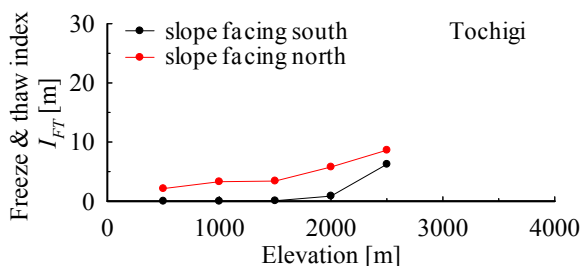
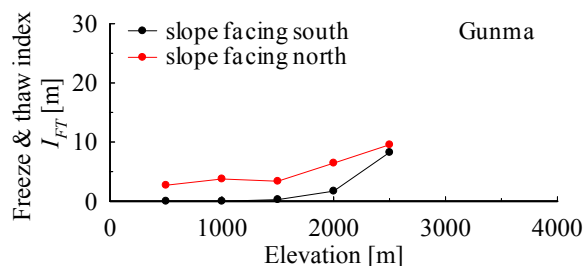
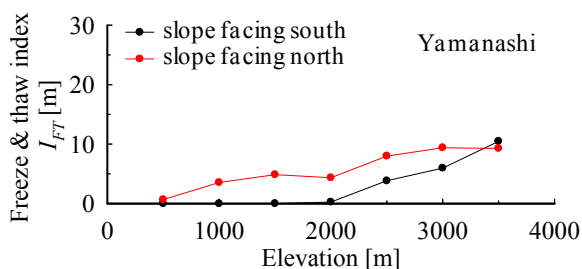
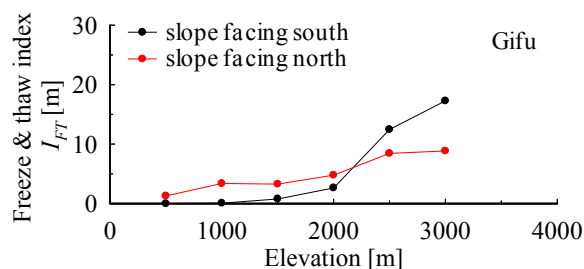
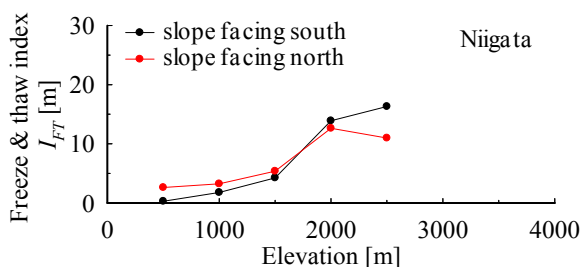
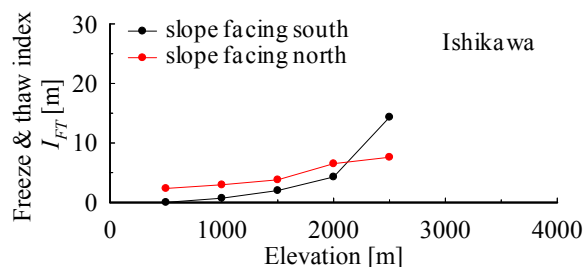
凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と標高が正の相関関係にある理由を、北海道の北向き斜面での結果を例に取り上げて説明する。図 4.63 は北海道の北向き斜面における、凍結融解回数の深度分布である。図 4.63a) は標高 500 m、図 4.63b) は標高 1000 m、図 4.63c) は標高 1500 m、図 4.63d) は標高 2000 m での結果である。図に示す  $z_{mf}$  は最大凍結深さ [m] である。図 4.63 を見ると、標高が高くなるにつれて凍結融解回数は増加する傾向にあることが分かる。これは標高が高くなるにつれて気温が低下し、凍結する機会が増えたことによると考えられる。よって、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が標高と正の相関関係にあるのは、凍結融解回数が、標高と正の相関関係にあることに起因する。なお、最大凍結深さ  $z_{mf}$  の変化傾向は複雑で、標高 500 m では最大凍結深さ  $z_{mf}$  が 1.4 m、標高 1000 m では 1.6 m、標高 1500 m では 1.3 m、標高 2000 m では 0.98 m となっている。標高が 500 m から 1000 m に上昇すると最大凍結深さ  $z_{mf}$  は増加するが、標高がそれ以上高くなると次第に減少している。最大凍結深さ  $z_{mf}$  が減少すれば、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  はその分だけ減少すると思われる。しかし、凍結融解回数の増加の影響が大きいために、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は結果として増加したと考えられる。標高が 1000 m 以上で、標高が高くなるにつれて最大凍結深さ  $z_{mf}$  が小さくなるのは、標高が高い場合、風化基岩の深部では、風化基岩温度が初期条件の時点で既に氷点下であり、融解しにくい環境であったためである。実際、風化基岩温度は初期条件として、2008 年の年平均気温に標高補正を施したものを深度方向に一律に与えるが、その値は標高 500 m では 5.853℃、標高 1000 m では 2.603℃、標高 1500 m では -0.647℃、標高 2000 m では -3.897℃であった。

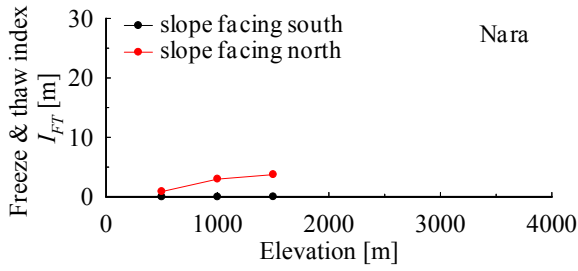
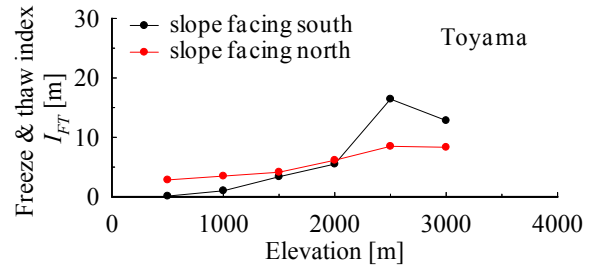
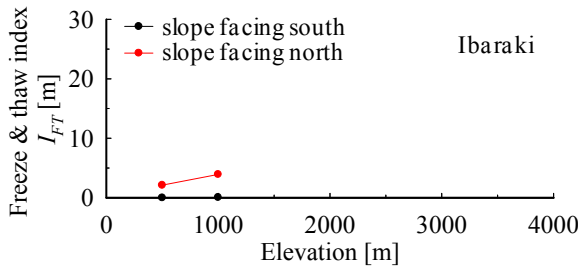
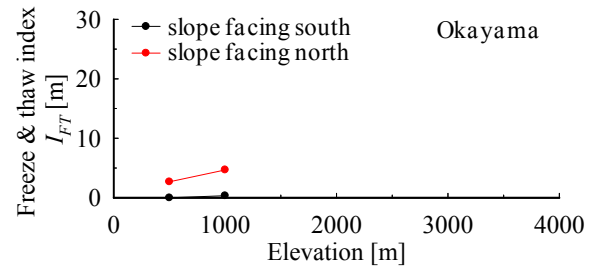
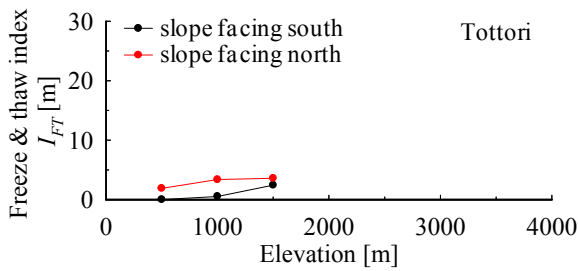
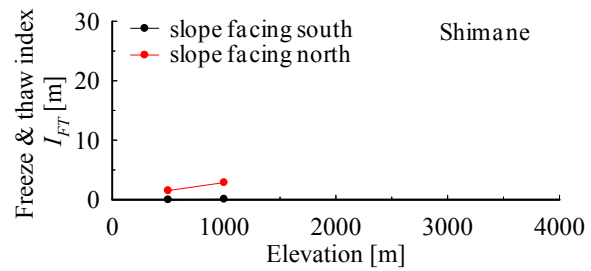
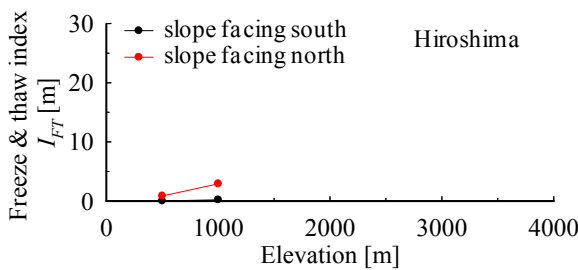
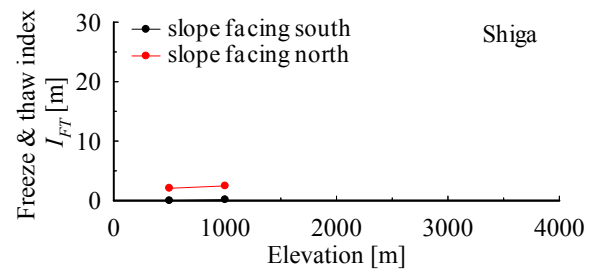
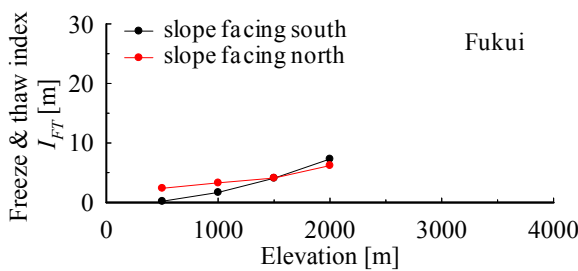
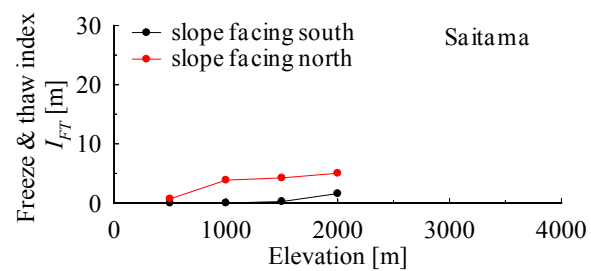
凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と標高が単純な正の相関関係にない理由を、富山の南向き斜面での結果を取り上げて説明する。図 4.64 は富山の南向き斜面における、凍結融解回数の深度分布である。図 4.64a) は標高 1500 m、図 4.64b) は標高 2000 m、図 4.64c) は標高 2500 m、図 4.64d) は標高 3000 m での結果である。図に示す  $z_{mf}$  は最大凍結深さである。図 4.64 を見ると、標高が高くなるにつれて、凍結融解回数は増加する傾向にあることが分かる。一方、最大凍結深さ  $z_{mf}$  は、標高 1500 m では 0.22 m、標高 2000 m では 0.44 m、標高 2500 m では 1.8 m、標高 3000 m では 1.65 m で、最も大きくなるのが標高 2500 m のときである。なお、標高 2500 m では、深部でも比較的凍結融解回数は多く、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が他の標高地点での値よりも大きい。従って、

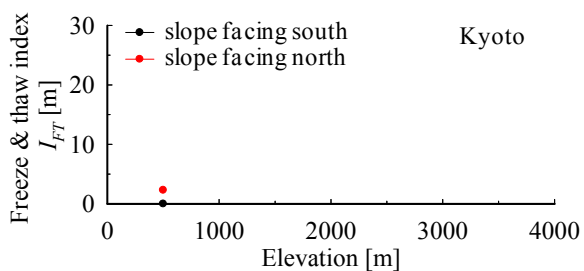
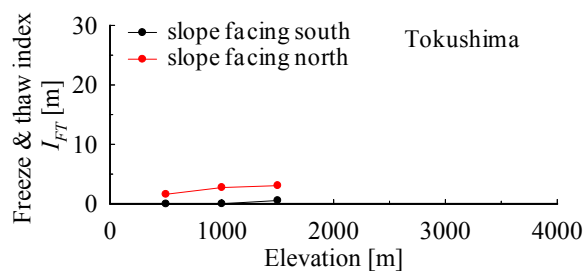
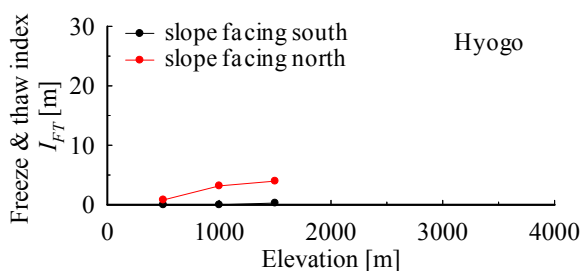
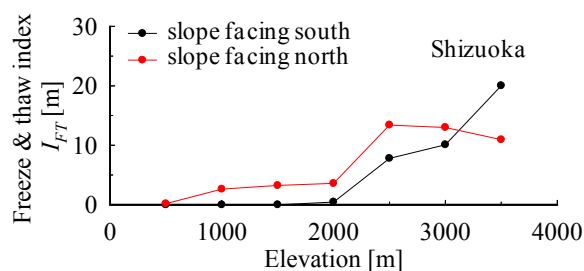
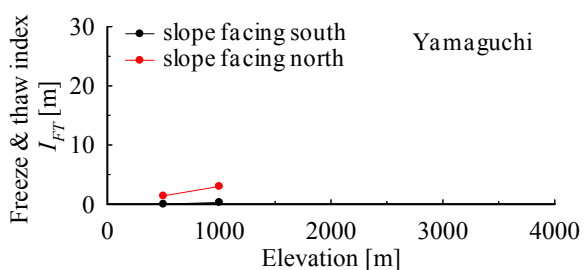
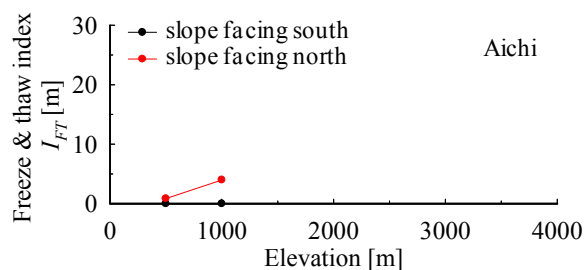
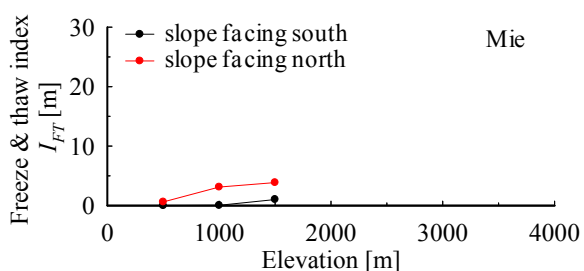
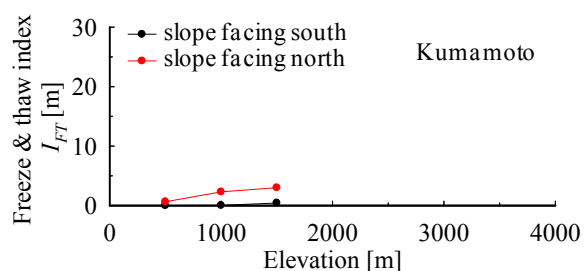
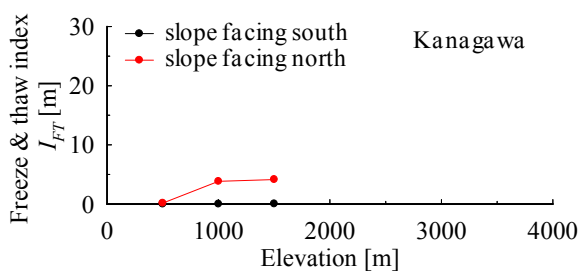
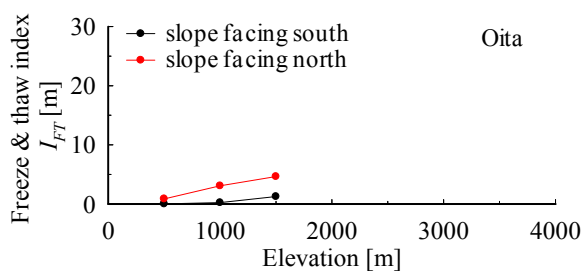
凍結融解回数が深度方向に多く、かつ凍結深さの大きいことが、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の最も大きくなった理由であると考えられる。標高 3000 m では最大凍結深さ  $z_{mf}$  が小さくなり、深部の凍結融解回数も少なくなっているが、これは、初期条件として風化基岩温度の深度分布を与えた際、風化基岩温度は  $-5.352^{\circ}\text{C}$  と低く、融解しにくい環境にあったためと考えられる。

次に、斜面向きの与える影響を検討する。検討にあたっては、標高の影響に関する検討と同じく、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と標高の関係を調べる（図4.18～図4.62）。図4.18～図4.62を見ると、全体的に北向き斜面の方が南向き斜面よりも凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は大きいことが分かる。これは、南向き斜面では日射量が多く、凍結自体が発生しにくいことが理由と考えられる。しかしながら、一部の斜面では南向きの方が北向きよりも凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が大きい。その斜面は北海道の標高1000m、1500mおよび2000m（図4.18）、岩手の標高2000 m（図4.20）、長野の標高3000 m（図4.21）、山形の標高2000 m（図4.23）、山梨の標高3500 m（図4.28）、岐阜の標高2500 mと3000 m（図4.29）、新潟の標高2000 mと2500 m（図4.30）、石川の標高2500 m（図4.31）、富山の標高2500 mと3000 m（図4.33）、福井の標高2000 m（図4.40）、静岡の標高3500 m（図4.45）における斜面である。いずれも高標高地点でこの傾向が見られる。この理由を図4.65の富山の標高2500 m地点における結果から説明する。図4.65は富山の標高2500 m地点における、凍結融解回数の深度分布の斜面向きによる違いを表すものである。図4.65a)は南向き斜面、図4.65b)は北向き斜面での結果である。図に示す  $z_{mf}$  は最大凍結深さである。図4.65を見ると、南向き斜面では、凍結融解回数と最大凍結深さのどちらもが、北向き斜面でのそれよりも大きな値を示していることが分かる。実際、南向き斜面での凍結融解回数は、例えば地表面なら143回、最大凍結深さ  $z_{mf}$  は1.8 mであり、北向き斜面では、地表面での凍結融解回数は73回、最大凍結深さ  $z_{mf}$  は1.3 mである。これは南向き斜面の方が凍結融解現象は活発であったことを表している。標高が高い場合は、低い場合に比べ、斜面向きに関わらず凍結が発生しやすい環境にあると考えられる。しかしながら、北向き斜面では日射量が少ないために、融解が起こりにくい。一方、南向き斜面では日射量が多いため、凍結のみならず融解も起こりやすい環境にあると考えられる。これを理由に、富山の標高2500 m地点においては、南向き斜面の方が北向き斜面よりも凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は大きくなったものと推察される。

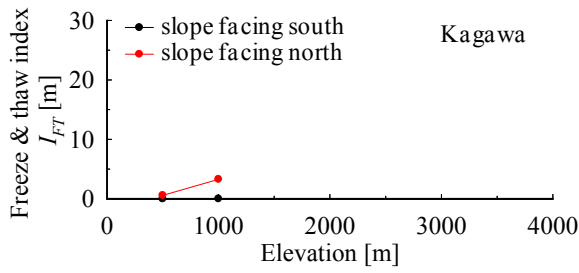
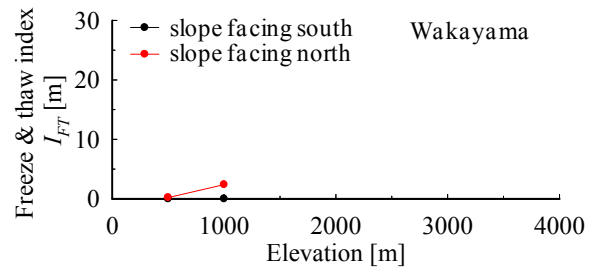
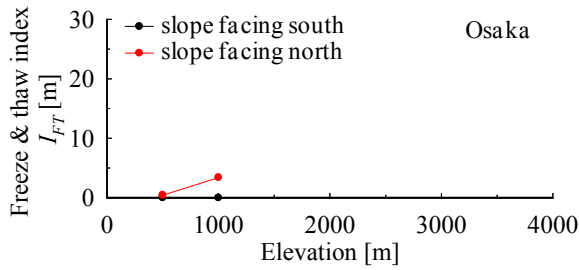
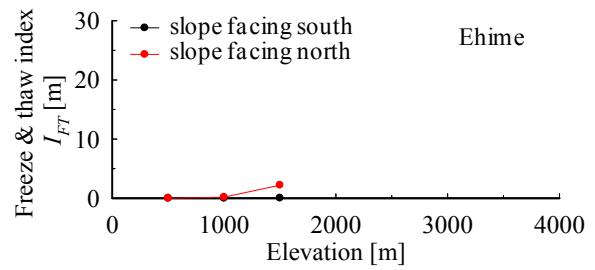
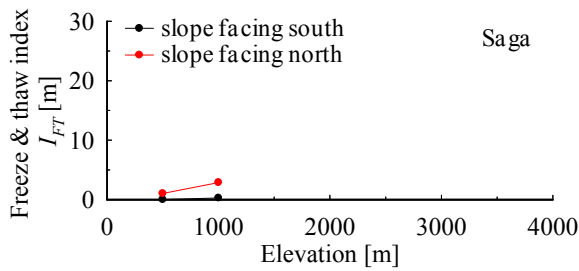
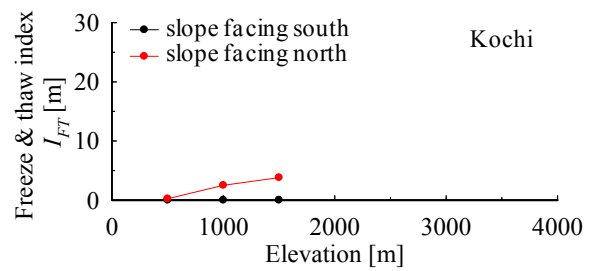
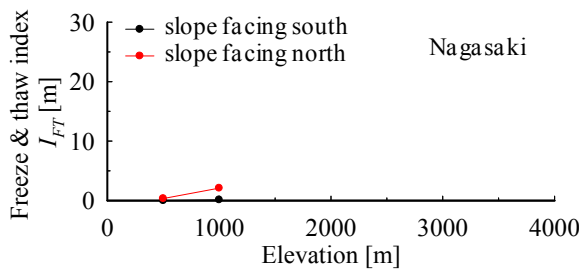
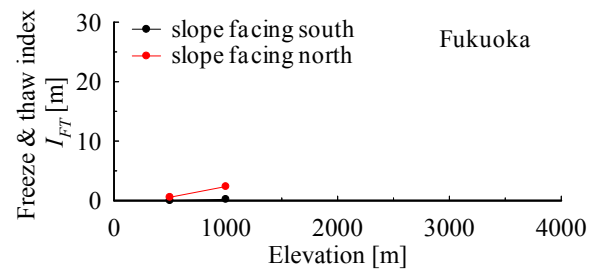
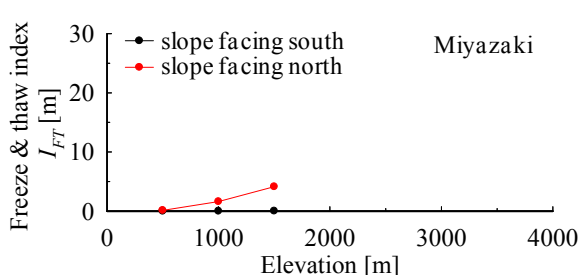
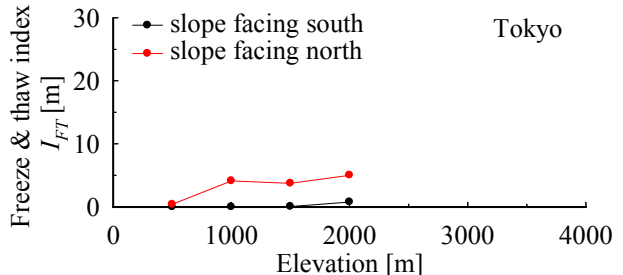
図4.18 凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と標高との関係（北海道）図4.19 凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と標高との関係（青森）図4.20 凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と標高との関係（岩手）図4.21 凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と標高との関係（長野）

図4.22 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（秋田）図4.23 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（山形）図4.24 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（福島）図4.25 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（宮城）図4.26 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（栃木）図4.27 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（群馬）図4.28 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（山梨）図4.29 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（岐阜）図4.30 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（新潟）図4.31 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（石川）

図4.32 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（奈良）図4.33 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（富山）図4.34 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（茨城）図4.35 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（岡山）図4.36 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（鳥取）図4.37 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（島根）図4.38 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（広島）図4.39 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（滋賀）図4.40 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（福井）図4.41 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（埼玉）

図4.42 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（京都）図4.43 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（徳島）図4.44 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（兵庫）図4.45 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（静岡）図4.46 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（山口）図4.47 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（愛知）図4.48 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（三重）図4.49 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（熊本）図4.50 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（神奈川）図4.51 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（大分）



図4.52 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（香川）図4.53 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（和歌山）図4.54 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（大阪）図4.55 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（愛媛）図4.56 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（佐賀）図4.57 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（高知）図4.58 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（長崎）図4.59 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（福岡）図4.60 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（宮崎）図4.61 凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高との関係（東京）

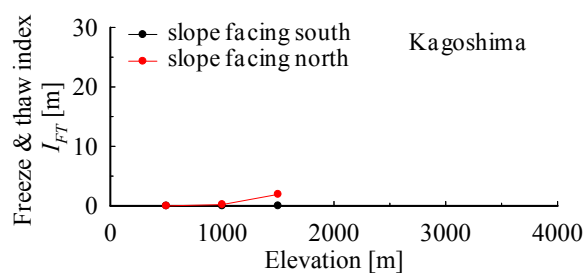


図 4.62 凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と標高との関係（鹿児島）

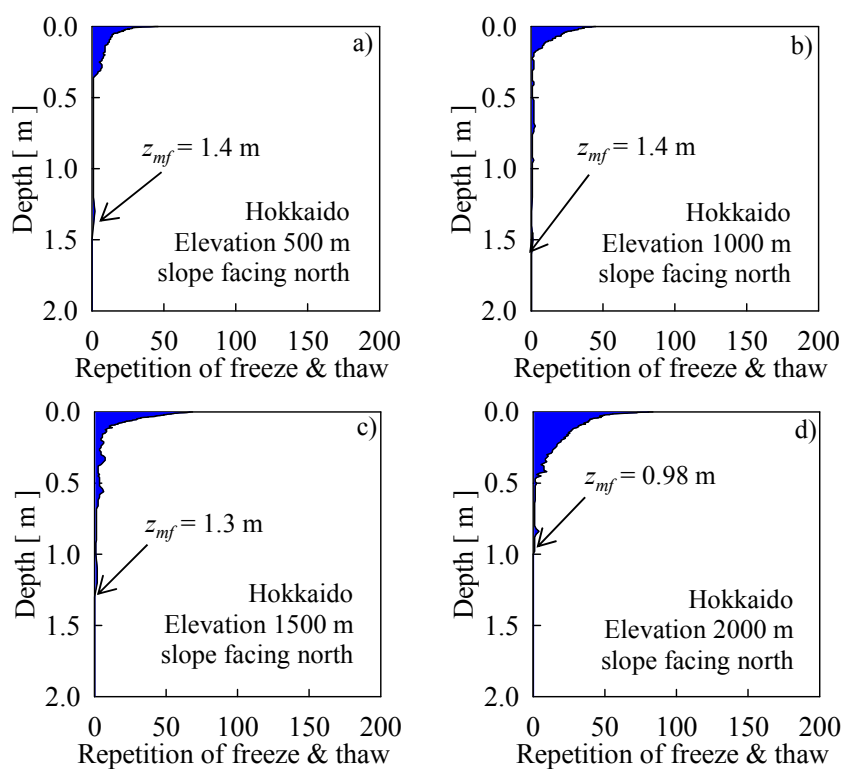


図 4.63 北海道の北向き斜面における標高別の凍結融解回数の深度分布：

a) 標高 500 m, b) 標高 1000 m, c) 標高 1500 m, d) 標高 2000 m

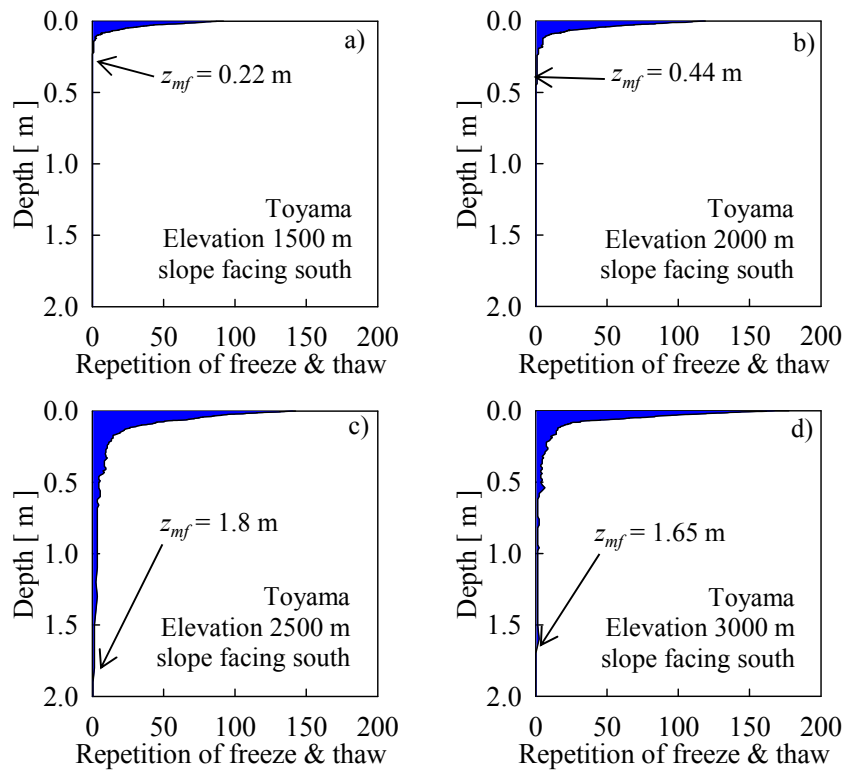


図 4.64 富山の南向き斜面における標高別の凍結融解回数の深度分布：

a) 標高 1500 m, b) 標高 2000 m, c) 標高 2500 m, d) 標高 3000 m

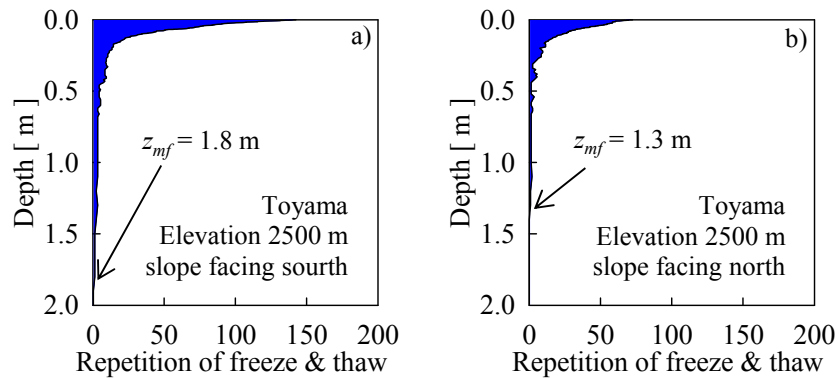
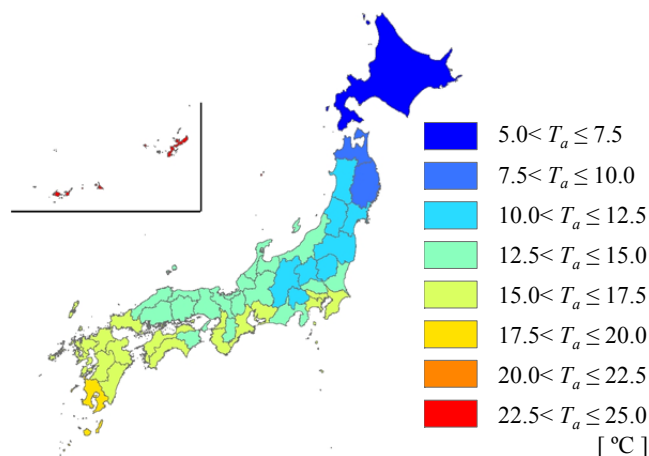


図 4.65 凍結融解回数の深度分布の斜面向きによる違い（富山，標高 2500 m）：

a) 南向き斜面, b) 北向き斜面

図 4.66 年平均気温  $T_a$  (2008 年) の全国分布

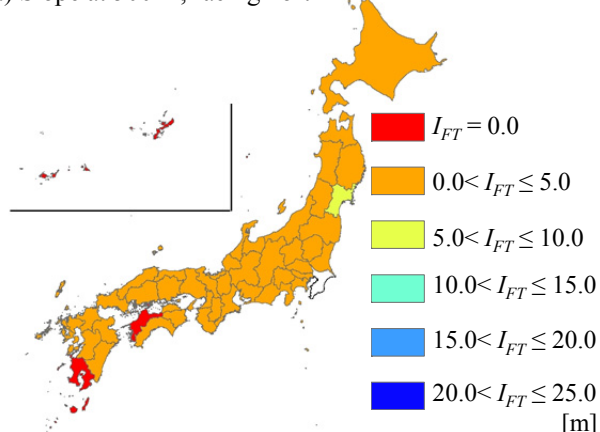
次に、年平均気温の違いが与える影響について考察する。我が国では年平均気温の違いが最大 $17^{\circ}\text{C}$ と、県によって大きく異なり（表4.1），その違いを明瞭に見ることができる。2008年での年平均気温の全国分布を表したのが図4.66である。図4.66を見ると、年平均気温は北海道，東北地方，長野県や山梨県などの中部地方の一部で比較的低く，関西地方，中国地方，四国地方，九州地方で比較的大きな値を示している。そこで，我が国における凍結融解強度指数の分布状況を調べる。図4.67は標高が500 m，図4.68は標高が1000 m，図4.69は標高が1500 m，図4.70は標高が2000 m，図4.71は標高が2500 m，図4.72は標高が3000 m，図4.73は標高が3500 mの場合における，凍結融解強度指数 $I_{FT}$ の全国分布である。図はどれも同じ規則で表示している。図4.67の標高が500 mの場合で説明すると，図4.67a)は斜面向きが北向き，図4.67b)は南向きの場合の分布である。また，凍結融解強度指数 $I_{FT}$ は数値により色分けして示しており，赤色は $I_{FT} = 0.0$  mの場合で，全く凍結融解が起こらないことを示す。橙色は $0 \text{ m} < I_{FT} \leq 5.0 \text{ m}$ ，黄色は $5.0 \text{ m} < I_{FT} \leq 10.0 \text{ m}$ ，黄緑色は $10.0 \text{ m} < I_{FT} \leq 15.0 \text{ m}$ ，水色は $15.0 \text{ m} < I_{FT} \leq 20.0 \text{ m}$ ，薄い青色は $20.0 \text{ m} < I_{FT} \leq 25.0 \text{ m}$ ，青色は $25.0 \text{ m} < I_{FT} \leq 30.0 \text{ m}$ であることを示す。なお，標高が県の最高地点を超えるような場合，その県の結果は示していない。例えば図4.67の標高500 mでの結果では，千葉県内の最高地点は408 mであるため<sup>4)</sup>，凍結融解強度指数 $I_{FT}$ を表示していない。また，図4.73の標高3500 mの場合，富士山（3776 m）を有する静岡県と山梨県以外は結果を示していない。標高2500 m以上の地点を有する都道府県は少なく，年平均気温の違いを見るのは困難なため，参考程度に示すことにし，図4.67～図4.70の，標高が500 mから2000 mにおける結果を用いて考察する。

図4.67a)の，裸地斜面が標高500 m地点にあり，斜面向きが北向きを想定した場合における，凍結融解強度指数 $I_{FT}$ の全国分布をみると，全国的に大きな違いはなく，概ね凍結融解強度指数 $I_{FT}$ は $0.0 \text{ m} < I_{FT} \leq 5.0 \text{ m}$ の範囲にあることが分かる。なお宮城県での凍結融解強度指数 $I_{FT}$ は， $5.0 \text{ m} < I_{FT} \leq 10.0 \text{ m}$ の範囲にあるため，結果を黄緑色で示しているが，凍結融解強度指数 $I_{FT}$ は5.015 mであり，その他の県とそれほど大きな違いはない。図4.67b)の，裸地斜面が標高500 m地点にあり，斜面向きが南向きを想定した場合における，凍結融解強度指数 $I_{FT}$ の全国分布をみると，北向き斜面に比べ，太平洋側にある多くの県で凍結融解強度指数 $I_{FT}$ の値が0 mとなっている。一方，東北地方や北海道では，凍結融解強度指数 $I_{FT}$ が $0.0 \text{ m} < I_{FT} \leq 5.0 \text{ m}$ の範囲にある。これは，南向き斜面の場合，太平洋側の県や西日本では気温が高く，凍結自体が起こらないためであると考えられる。一方，東北地方や北海道では気温が低いために，比較的に凍結融解が起こりやすい環境であったと考えられる。以上より，標高500 mでは南向き斜面において，気候の違いが大きく表れるのが分かる。標高1000 mにある斜面についての結果も，標高500 mと同様の傾向である（図4.68）。

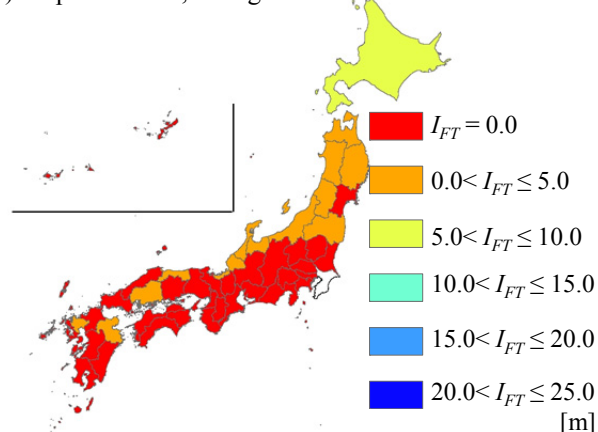
図4.69の，標高1500 mにある斜面についての結果を見ると，北海道，東北地方において，斜面の向きに

関わらず凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は  $5.0 < I_{FT} \leq 10.0$  m の範囲にある。一方、北海道や東北地方より南の県では、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が  $0.0 < I_{FT} \leq 5.0$  m の範囲にある。これより、平均気温が比較的低い、北海道や東北地方で凍結融解が活発であることが分かる。図 4.70 の、標高 2000 m にある斜面についての結果も、標高 1500 m と同様の傾向である。以上より、地形・気候により凍結融解の活発となる地域が様々に変化することが分かる。ただし、ここでは積雪の影響を考慮しておらず、この点は今後の課題である。

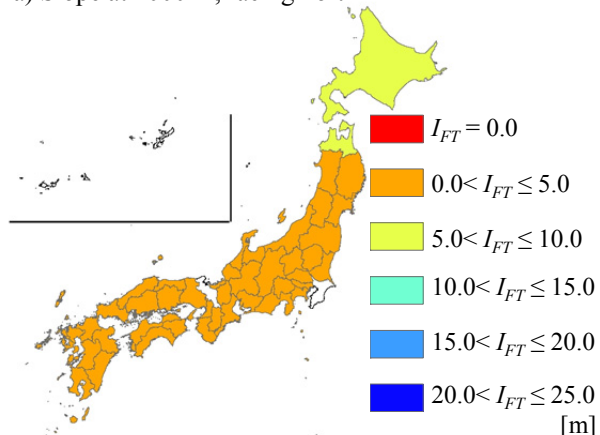
a) Slope at 500 m, facing north



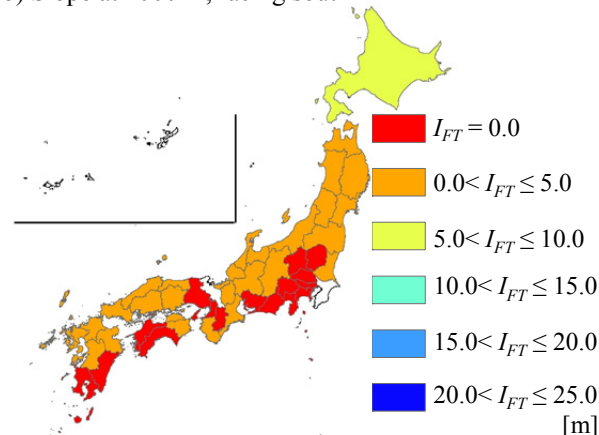
b) Slope at 500 m, facing south

図4.67 標高が500mの時の凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の分布：a) 北向き斜面，b) 南向き斜面

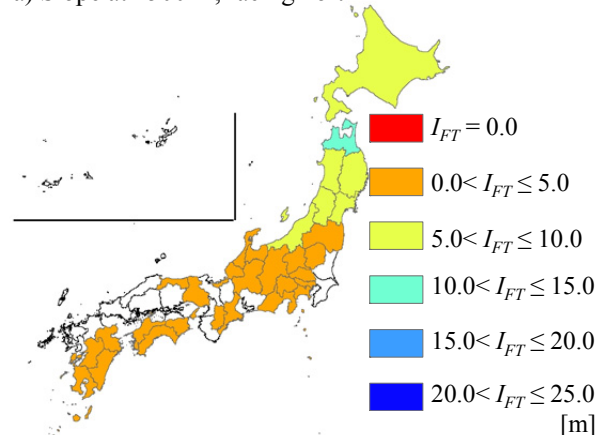
a) Slope at 1000 m, facing north



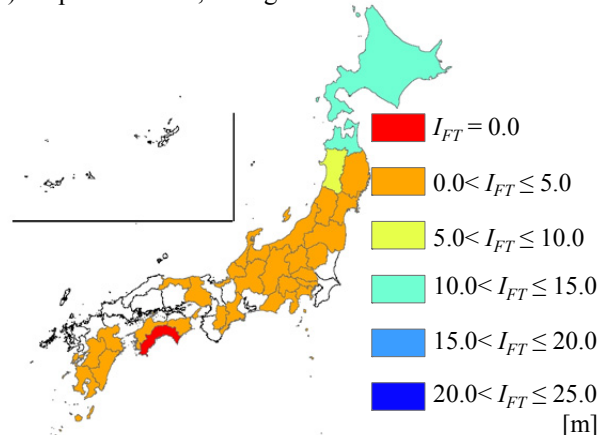
b) Slope at 1000 m, facing south

図4.68 標高が1000mの時の凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の分布：a) 北向き斜面，b) 南向き斜面

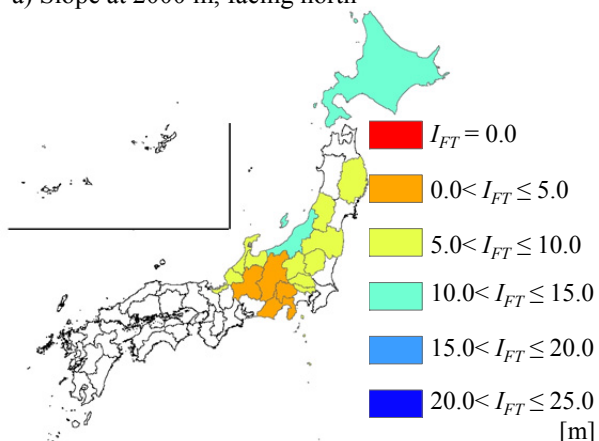
a) Slope at 1500 m, facing north



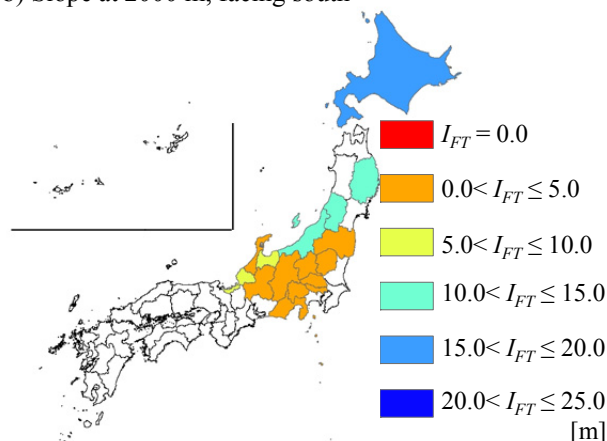
b) Slope at 1500 m, facing south

図4.69 標高が1500mの時の凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の分布：a) 北向き斜面，b) 南向き斜面

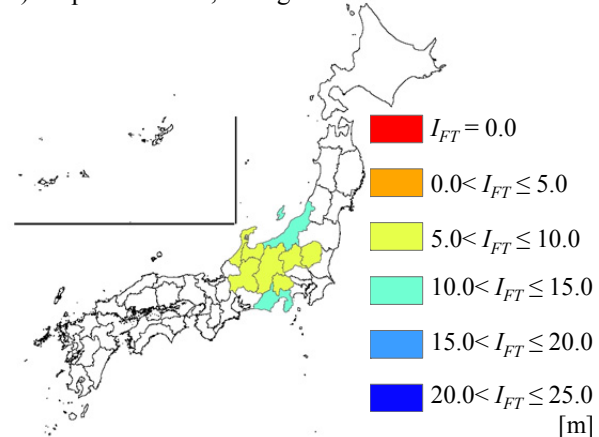
a) Slope at 2000 m, facing north



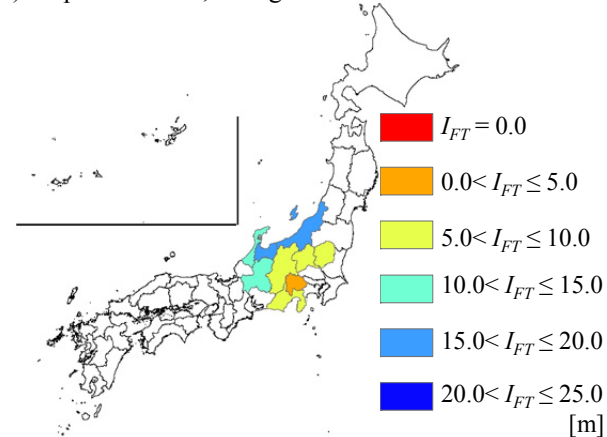
b) Slope at 2000 m, facing south

図4.70 標高が2000mの時の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ の分布：a) 北向き斜面，b) 南向き斜面

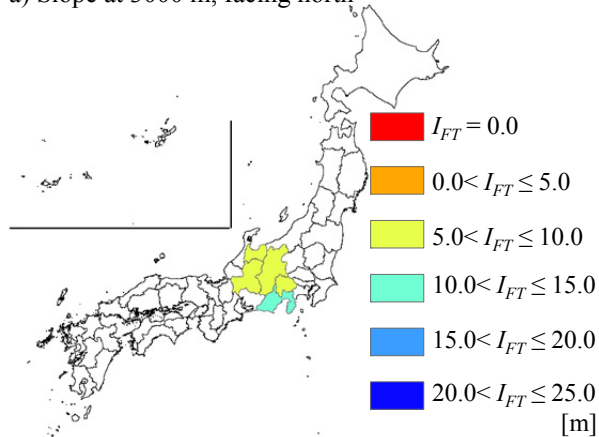
a) Slope at 2500 m, facing north



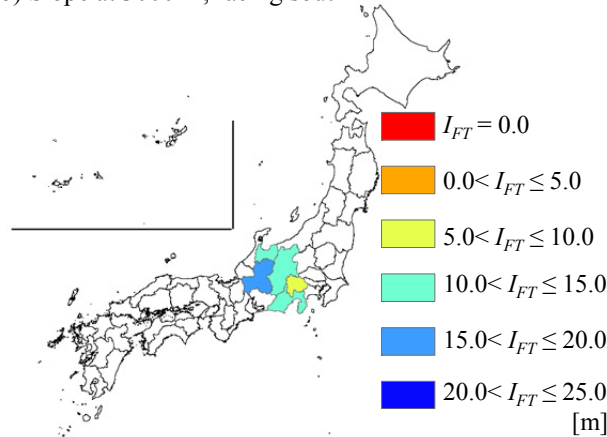
b) Slope at 2500 m, facing south

図4.71 標高が2500mの時の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ の分布：a) 北向き斜面，b) 南向き斜面

a) Slope at 3000 m, facing north



b) Slope at 3000 m, facing south

図4.72 標高が3000mの時の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ の分布：a) 北向き斜面，b) 南向き斜面



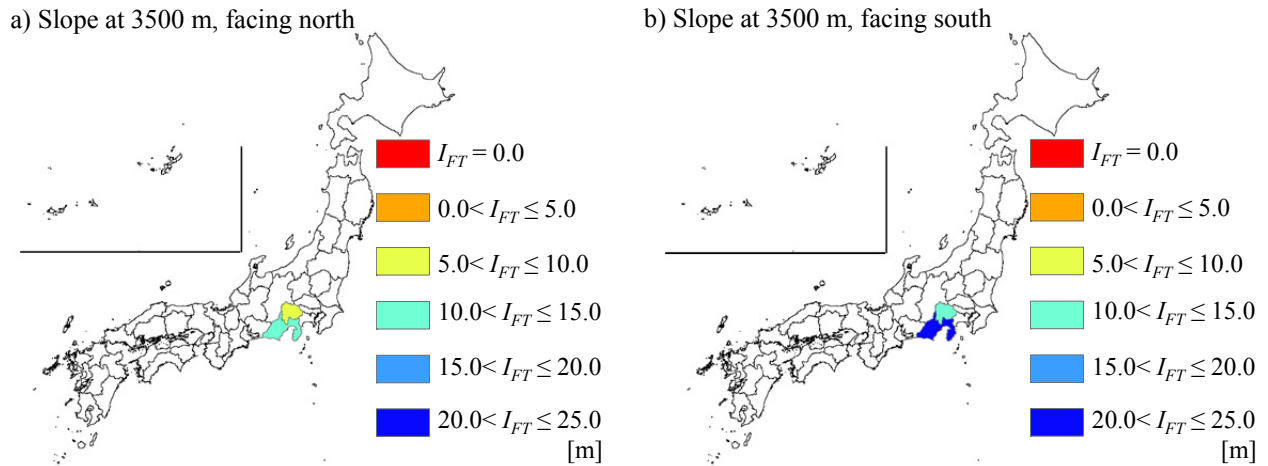


図4.73 標高が3500mの時の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ の分布：a) 北向き斜面，b) 南向き斜面

#### 4.3.2 温暖化に伴う凍結融解強度指数の変化

次に、温暖化により気温が高くなることを想定した解析を行う。IPCCが報告しているように<sup>2)</sup>、近年、地球温暖化が懸念されている。気温が比較的高い低標高地帯、低緯度地帯では、気温が上昇することで凍結融解回数、凍結深さが減少し、凍結融解による土砂生産現象が活発でなくなることが予想される。一方、気温が比較的低い高標高地帯、高緯度地帯では、凍結融解による土砂生産現象がより活発になる可能性がある。なぜなら、凍結深さは小さくなると考えられるものの、凍結が持続して融解が起こらなかったのが、地球温暖化によって融解が発生するようになり、それにより凍結融解回数が増加する可能性があるためである。そこで、地球温暖化による凍結融解強度指数の変化を検討する。検討にあたっては、気象データを入力データとすることができる、地表面の熱収支式と熱伝導計算モデルとを組み合わせた解析手法を用いる。なお、温暖化により、気温のみならず日射量、風速等も変化すると考えられるが、ここでは気温のみを仮想的に上昇させ、その影響を検討する。

##### (1) 計算条件

計算条件は入力する気温データと、初期条件として与える風化基岩温度の深度分布以外、4.3.1(1)と同じである。温暖化を想定し、気温は4.3.1(1)で用いた気温データよりも $2^{\circ}\text{C}$ 高い値とした。この値はIPCC第4次評価報告書に示されている、21世紀末の気温は1980～1999年に比べて $0.6^{\circ}\text{C}$ ～ $4^{\circ}\text{C}$ 高いという知見を参考に、その中間的な値として決定した<sup>2)</sup>。また、初期条件として、風化基岩温度は、表4.1に示す各都道府県の年平均気温より $2^{\circ}\text{C}$ 高い値を深度方向に一律に与えた。

4.3.1(1)で述べたのと同様に、勾配が $45^{\circ}$ の裸地斜面を想定した。斜面の向きは北向きあるいは南向きの2パターン、標高は500 m, 1000 m, 1500 m, 2000 m, 2500 m, 3000 m, 3500 mの7パターンで計算を行った。そして様々な地形条件のもと、都道府県ごとに凍結融解強度指数 $I_{FT}$ を算出した。

##### (2) 風化基岩温度の補正量

気象データから推定した風化基岩温度 $T_G$ は、実測値よりも温度が高めに推定される傾向にある。よって、凍結融解強度指数を求めるにあたり、4.3.1と同様に温度補正を行った。温度補正值 $T_{calib}$ は4.3.1と同様に $-1.359^{\circ}\text{C}$ で妥当と判断し、これを用いることとした。



### (3) 計算結果と考察

まず、気温上昇による、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と標高の関係の変化を調べる。図 4.74 ~ 図 4.118 は、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と標高との関係を都道府県ごとに示したものである。現在の気温を入力データとした時における、南向き斜面での結果は黒の実線で、北向き斜面での結果は赤の実線で示している。そして気温が 2°C 高くなった条件における、南向き斜面での結果は黒の破線で、北向き斜面での結果は赤の破線で示している。図 4.74 ~ 図 4.118 は、2008 年の年平均気温が低い都道府県から順に並ぶようにしており、図 4.74 は北海道、図 4.75 は青森、図 4.76 は岩手、図 4.77 は長野、図 4.78 は秋田、図 4.79 は山形、図 4.80 は福島、図 4.81 は宮城、図 4.82 は栃木、図 4.83 は群馬、図 4.84 は山梨、図 4.85 は岐阜、図 4.86 は新潟、図 4.87 は石川、図 4.88 は奈良、図 4.89 は富山、図 4.90 は茨城、図 4.91 は岡山、図 4.92 は鳥取、図 4.93 は島根、図 4.94 は広島、図 4.95 は滋賀、図 4.96 は福井、図 4.97 は埼玉、図 4.98 は京都、図 4.99 は徳島、図 4.100 は兵庫、図 4.101 は静岡、図 4.102 は山口、図 4.103 は愛知、図 4.104 は三重、図 4.105 は熊本、図 4.106 は神奈川、図 4.107 は大分、図 4.108 は香川、図 4.109 は和歌山、図 4.110 は大阪、図 4.111 は愛媛、図 4.112 は佐賀、図 4.113 は高知、図 4.114 は長崎、図 4.115 は福岡、図 4.116 は宮崎、図 4.117 は東京、図 4.118 は鹿児島での結果である。千葉県は標高 500 m 以上の地点がないため、沖縄県は凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値がいずれの地形条件でも 0 m であったため、示していない。

図 4.74 ~ 図 4.118 より、全体的な傾向として、温暖化により、斜面の向きに関わらず凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値は小さくなるのが分かる。これは、気温が上昇することにより凍結する機会が減ったためと考えられる。ただし例外もあり、温暖化によって凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値が大きくなる場合がある。温暖化により凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値が大きくなるのは以下の地点である；

- a) 北海道で標高 1000 m および標高 2000 m にある北向き斜面（図 4.74）
- b) 岩手県で標高 500 m および標高 1000 m にある北向き斜面（図 4.76）
- c) 長野県で標高 3000 m にある北向き斜面（図 4.77）
- d) 栃木県で標高 1000 m, 1500 m および 2500 m にある北向き斜面と、標高 2500 m にある南向き斜面（図 4.82）
- e) 群馬県で標高 1500 m および 2500 m にある北向き斜面と、標高 2500 m にある南向き斜面（図 4.83）
- f) 山梨県で標高 2000 m にある北向き斜面（図 4.84）
- g) 岐阜県で標高 3000 m にある北向き斜面（図 4.85）
- h) 富山県で標高 3000 m にある北向き斜面と、標高 3000 m にある南向き斜面（図 4.89）
- i) 鳥取県で標高 1500 m にある北向き斜面（図 4.92）
- j) 徳島県で標高 1500 m にある北向き斜面（図 4.99）
- k) 静岡県で標高 1500 m および 2000 m にある北向き斜面（図 4.101）

概ね高標高地点にある裸地斜面で、しかも斜面向きが北向きの場合にこの傾向が見られる。これは、標高が高い地点では、凍結は起こるものの、融解しにくい環境であったのが、気温上昇によって融解も発生するようになることが要因と考えられる。以上、地球温暖化により、低標高地点にある裸地斜面では凍結融解現象が活発ではなくなるものの、高標高地点にある裸地斜面では凍結融解現象が活発になる可能性のあることが分かる。

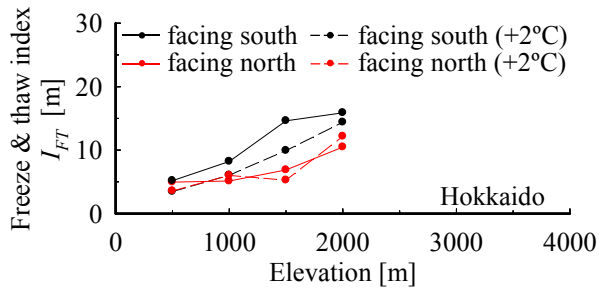


図4.74 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(北海道)

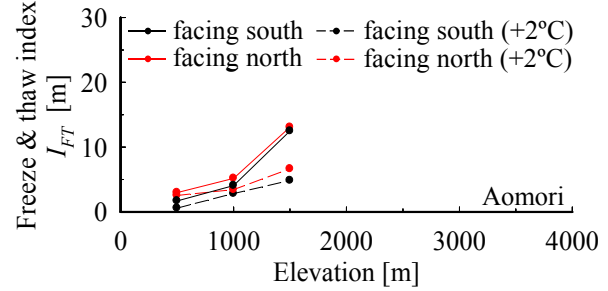


図4.75 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(青森)

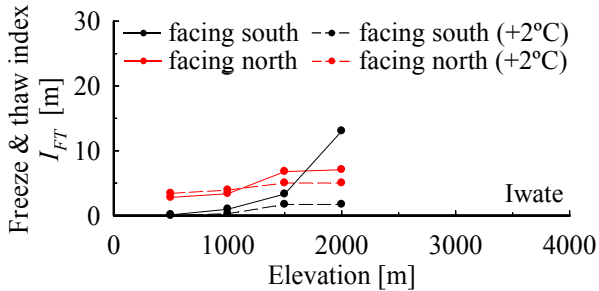


図4.76 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(岩手)

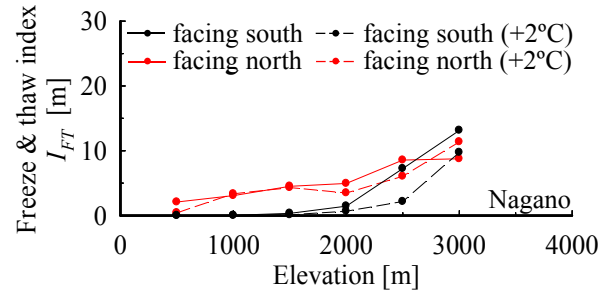


図4.77 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(長野)

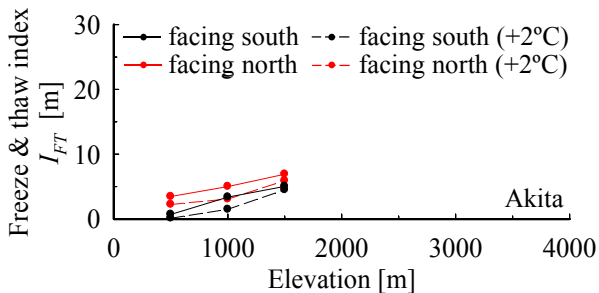


図4.78 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(秋田)

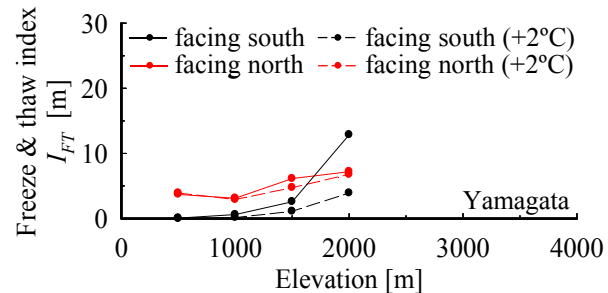


図4.79 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(山形)

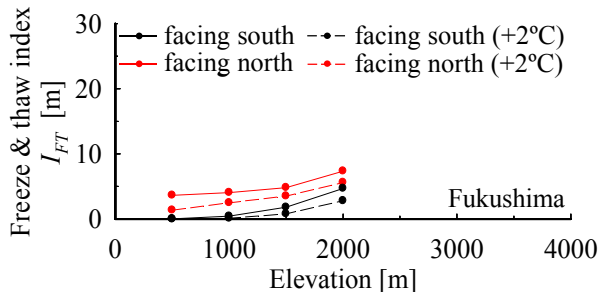


図4.80 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(福島)

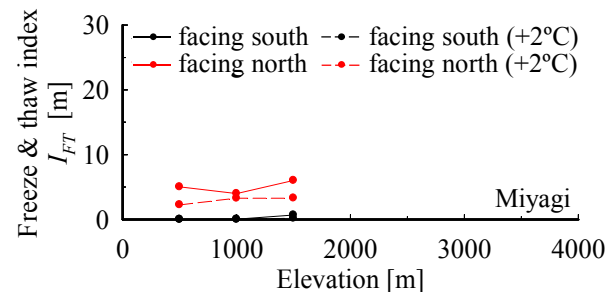


図4.81 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(宮城)

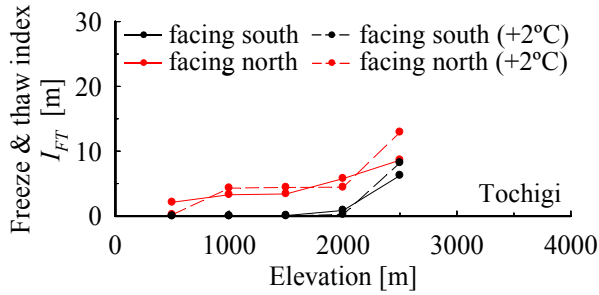


図4.82 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(栃木)

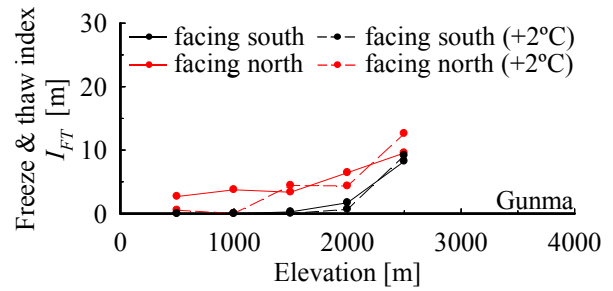


図4.83 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(群馬)

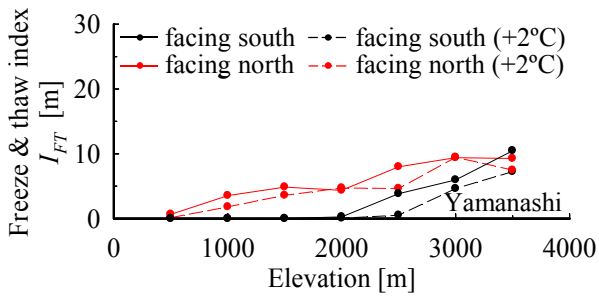


図4.84 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(山梨)

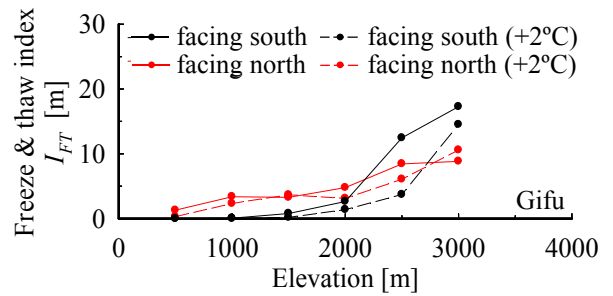


図4.85 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(岐阜)

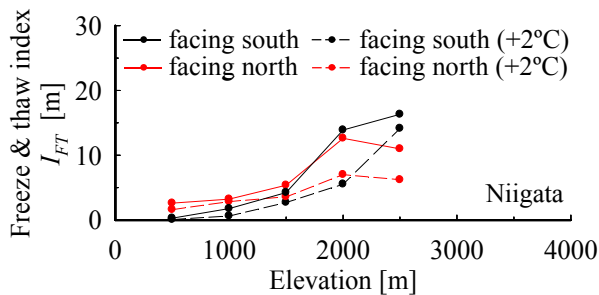


図4.86 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(新潟)

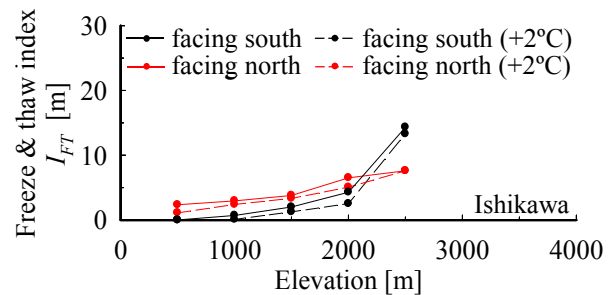


図4.87 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(石川)

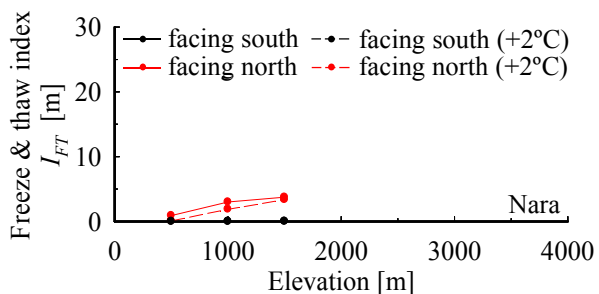


図4.88 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(奈良)

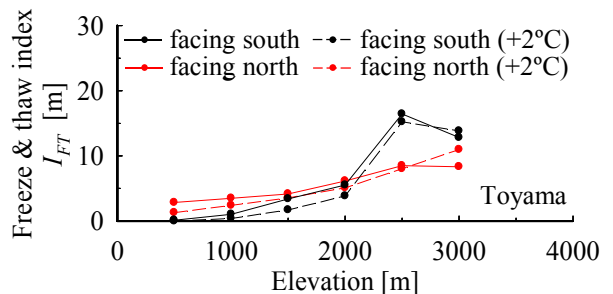


図4.89 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(富山)

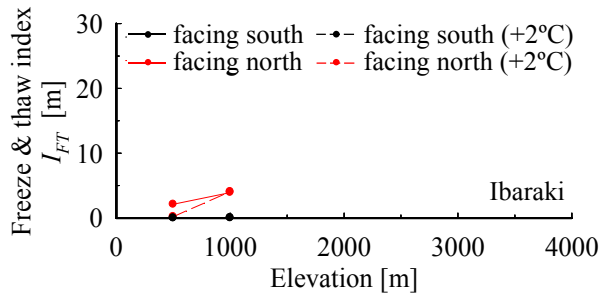


図4.90 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(茨城)

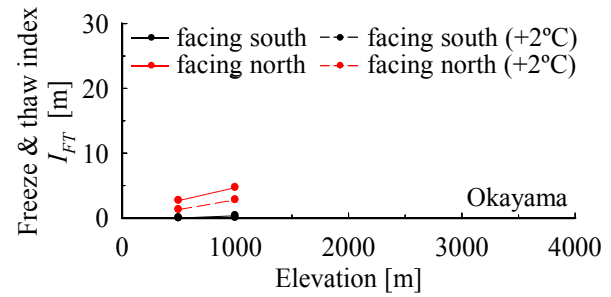


図4.91 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(岡山)

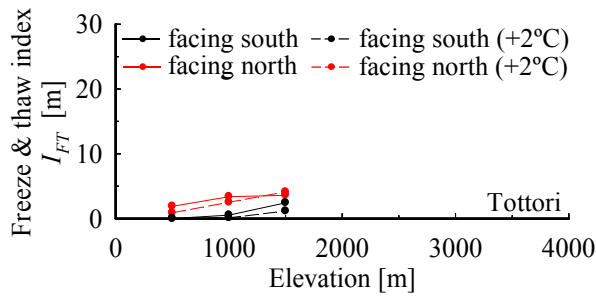


図4.92 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(鳥取)

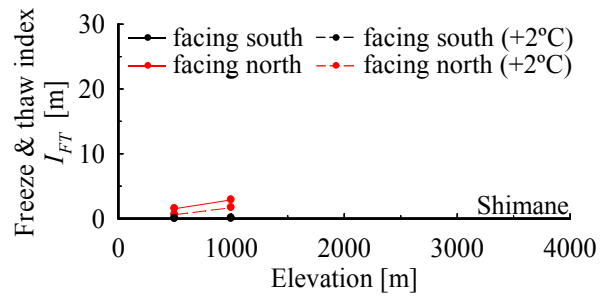


図4.93 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(島根)

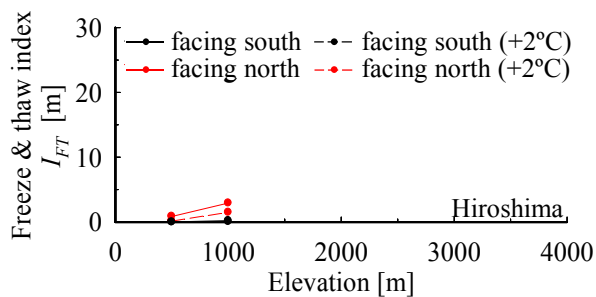


図4.94 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(広島)

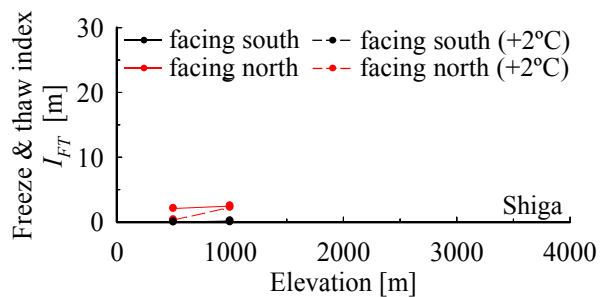


図4.95 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(滋賀)

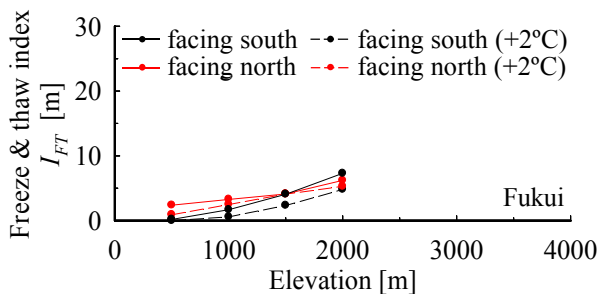


図4.96 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(福井)

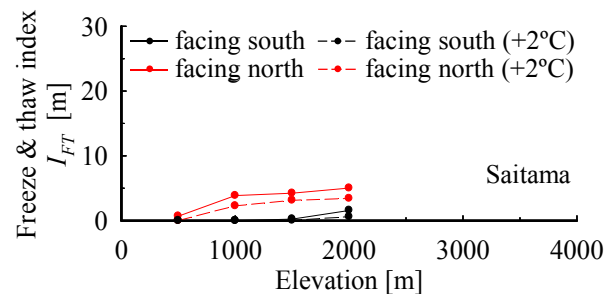


図4.97 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係  
(埼玉)

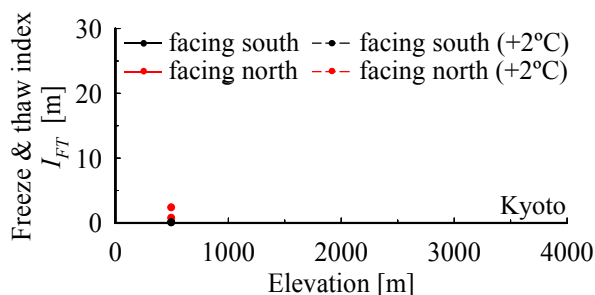


図4.98 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係 (京都)

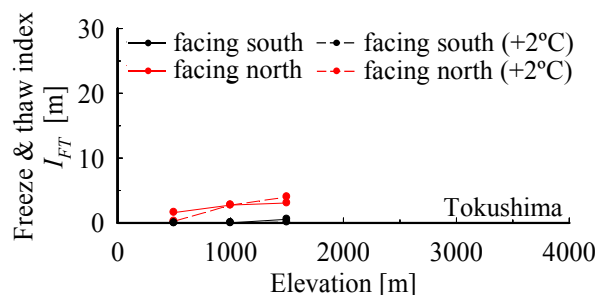


図4.99 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係 (徳島)

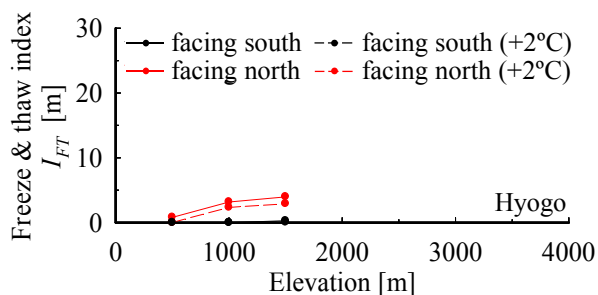


図4.100 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係 (兵庫)

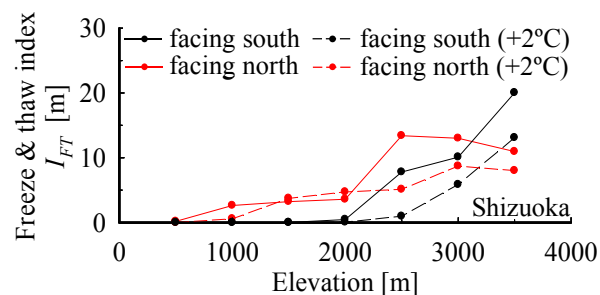


図4.101 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係 (静岡)

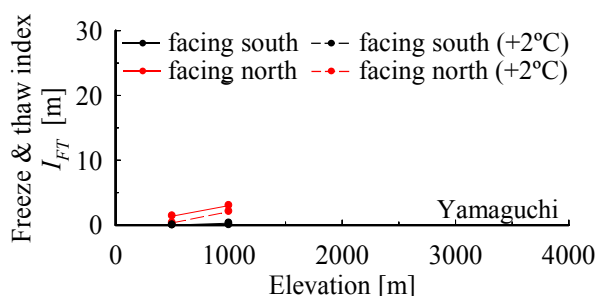


図4.102 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係 (山口)

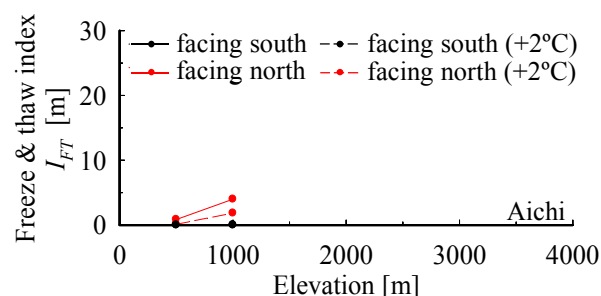


図4.103 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係 (愛知)

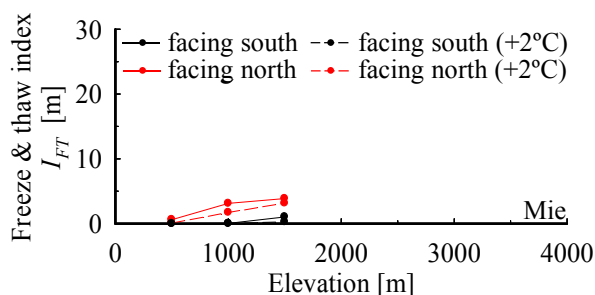


図4.104 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係 (三重)

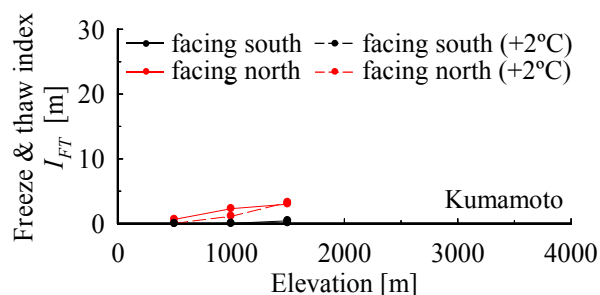


図4.105 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係 (熊本)

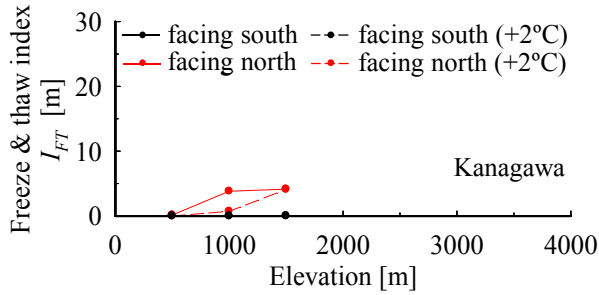


図4.106 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係（神奈川）

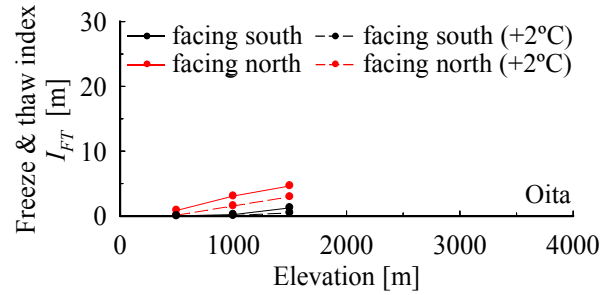


図4.107 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係（大分）

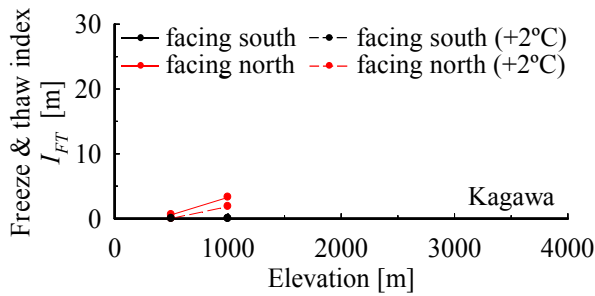


図4.108 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係（香川）

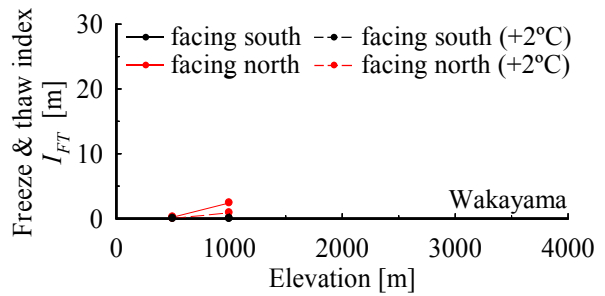


図4.109 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係（和歌山）

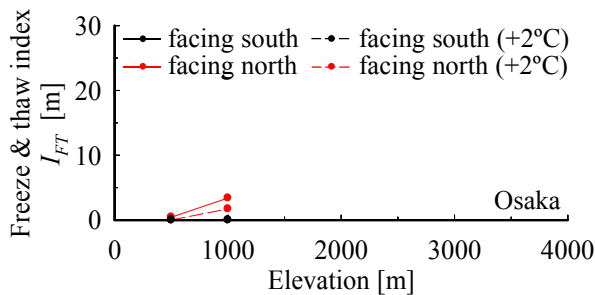


図4.110 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係（大阪）

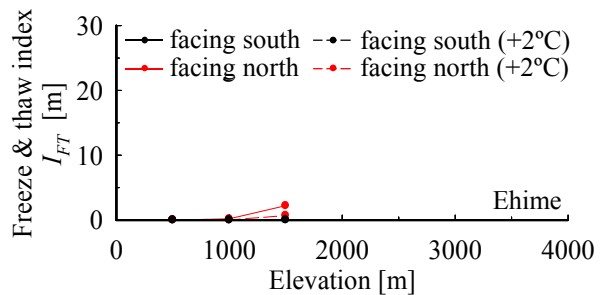


図4.111 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係（愛媛）

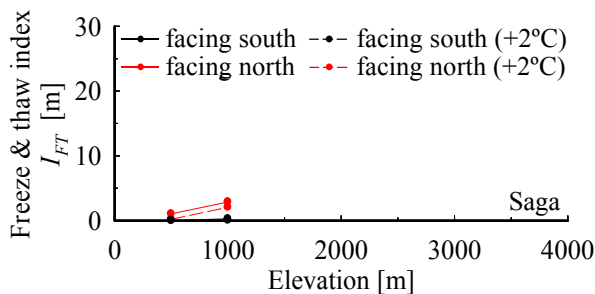


図4.112 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係（佐賀）

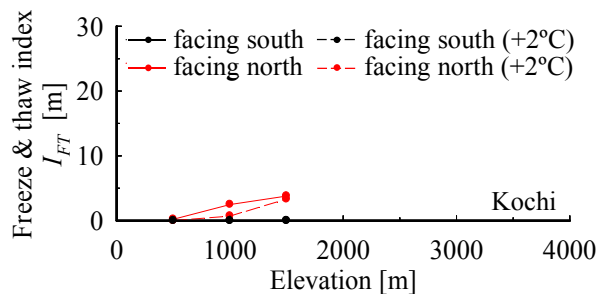


図4.113 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係（高知）

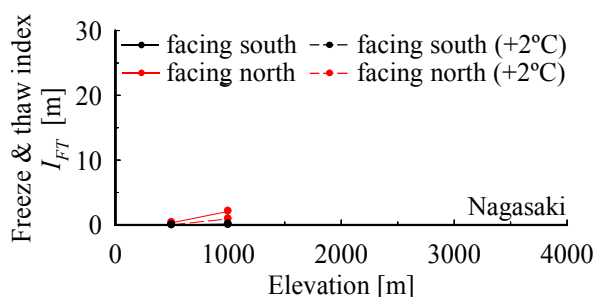


図4.114 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係（長崎）

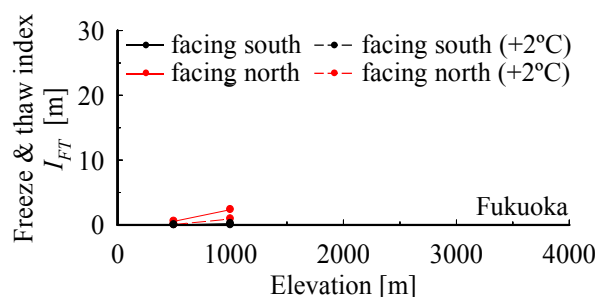


図4.115 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係（福岡）

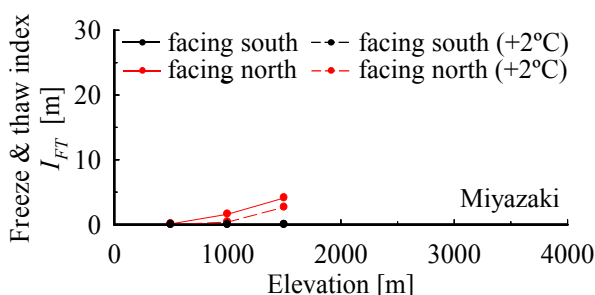


図4.116 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係（宮崎）

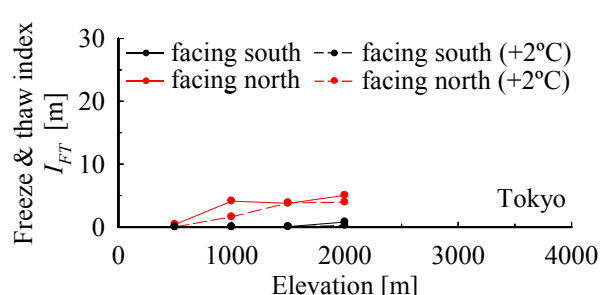


図4.117 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係（東京）

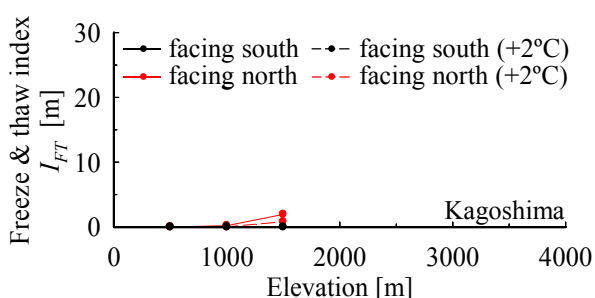


図4.118 温暖化後の凍結融解強度指数 $I_{FT}$ と標高の関係（鹿児島）

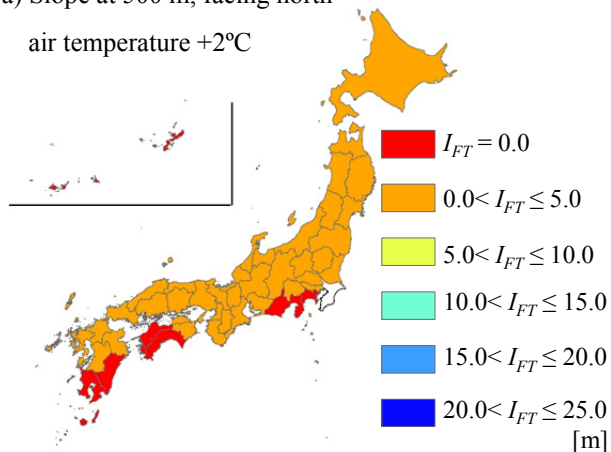
次に、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と年平均気温（2008 年）の関係の、気温上昇による変化を調べる。図 4.119 は、気温が  $2^{\circ}\text{C}$  上昇したと想定した場合の標高 500m 地点における、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の全国分布である。同様に、図 4.120 は標高 1000m、図 4.121 は標高 1500m、図 4.122 は標高 2000m、図 4.123 は標高 2500m、図 4.124 は標高 3000m、図 4.125 は標高 3500m 地点での凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の全国分布である。標高 2500 m 以上の地点を有する都道府県は少なく、年平均気温の違いを見るのは困難なため、参考程度に示すこととし、図 4.119 ～ 図 4.122 の標高 500 m から 2000 m での結果を用いて考察する。

標高 500 m において、温暖化後（図 4.119）と温暖化前（図 4.67）とを比較する。まず、北向き斜面では、温暖化前は凍結融解強度指数  $I_{FT}=0\text{ m}$  となる県が愛媛、鹿児島、沖縄の 3 県のみであったのが、温暖化後には東京、静岡、高知、宮崎でも凍結融解強度指数  $I_{FT}=0\text{ m}$  となり、凍結融解現象の発生しない県が増加している（図 4.119a、図 4.67a）。南向き斜面でも同様に、温暖化前は凍結融解強度指数  $I_{FT}=0\text{ m}$  となる県が 32 であったのが、温暖化後には岩手、山形、福島、富山、石川、福井、鳥取、広島、大分、佐賀で凍結融解強度指数  $I_{FT}=0\text{ m}$  となり、合計 42 県となっている（図 4.119b、図 4.67b）。特に、南向き斜面では、年平均



気温の低い東北地方の一部でも、温暖化により凍結融解が発生しなくなることが分かる。ただし、温暖化後も、北海道と東北地方の一部では凍結融解現象が見られる。年平均気温の低い地域では凍結融解現象が活発である傾向は、温暖化後も同じである。標高 1000 m ~ 2000 m における、温暖化後の凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の全国分布（図 4.120 ~ 図 4.122）と温暖化前のそれ（図 4.68 ~ 図 4.70）とを比較してみても、標高 500 m と同様の傾向にあることが分かる。以上より、温暖化が到来すれば、年平均気温が高い太平洋側の県や西日本では、凍結融解現象が見られなくなる場合のあることが分かる。また、年平均気温の低い都道府県においては、規模は小さくなるものの、凍結融解現象は発生することが分かる。

a) Slope at 500 m, facing north  
air temperature +2°C



b) Slope at 500 m, facing south  
air temperature +2°C

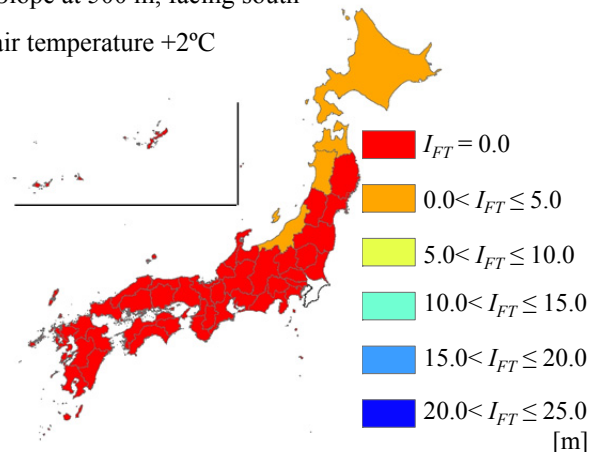
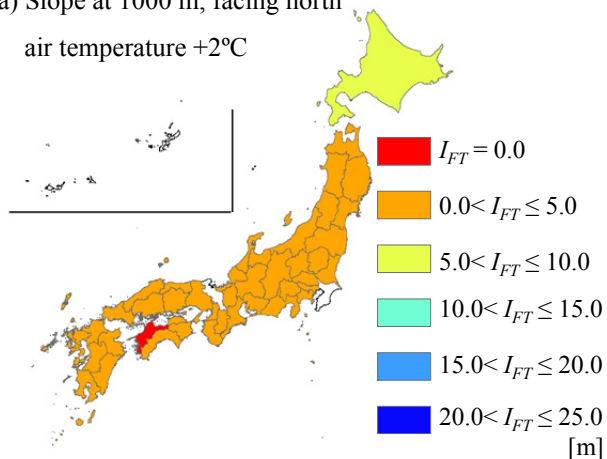


図 4.119 温暖化後で標高が 500m の時の凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の分布 : a) 北向き斜面, b) 南向き斜面の場合

a) Slope at 1000 m, facing north  
air temperature +2°C



b) Slope at 1000 m, facing south  
air temperature +2°C

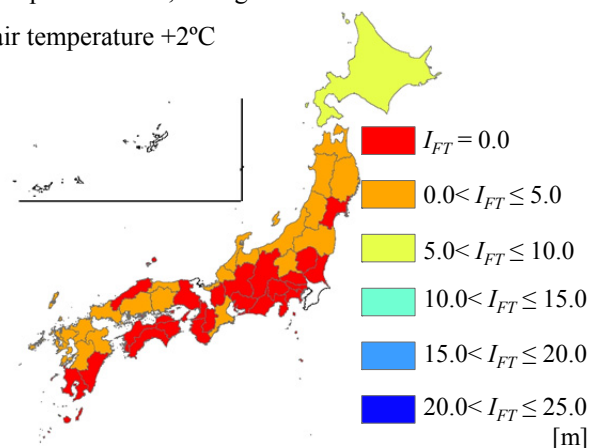
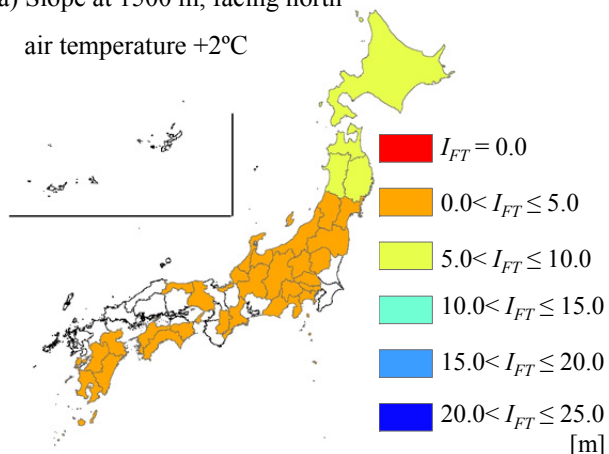


図 4.120 温暖化後で標高が 1000m の時の凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の分布 : a) 北向き斜面, b) 南向き斜面の場合

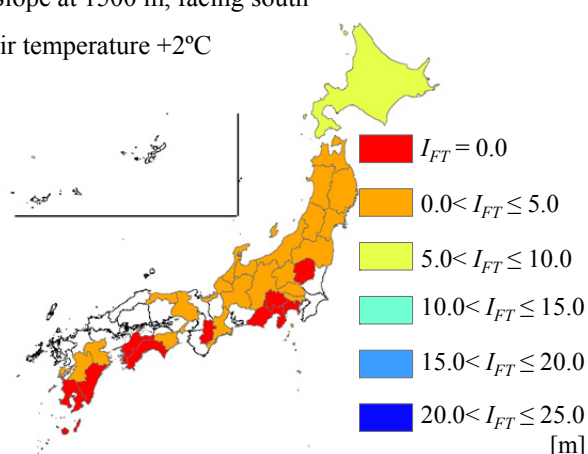
a) Slope at 1500 m, facing north

air temperature +2°C



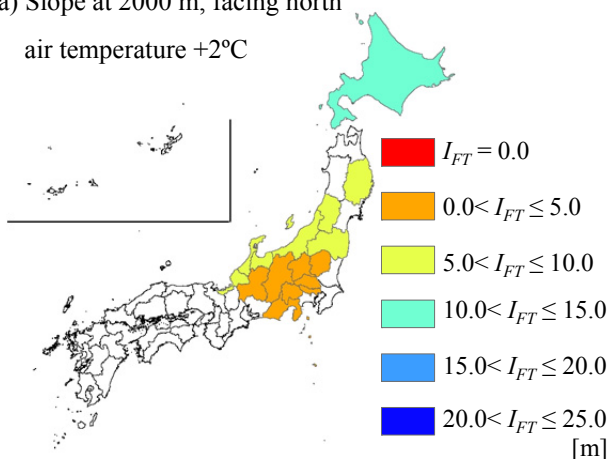
b) Slope at 1500 m, facing south

air temperature +2°C

図 4.121 温暖化後で標高が 1500m の時の凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の分布 : a) 北向き斜面, b) 南向き斜面の場合

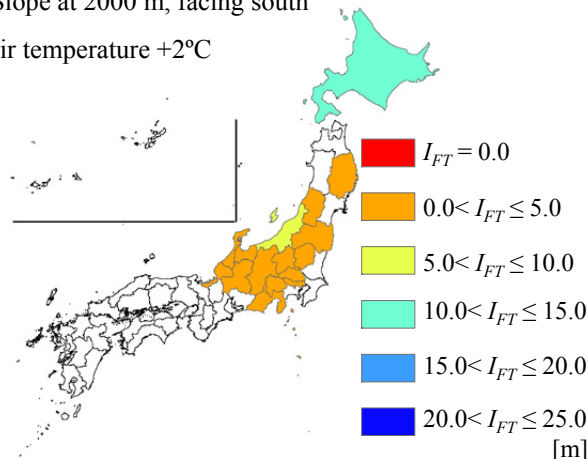
a) Slope at 2000 m, facing north

air temperature +2°C



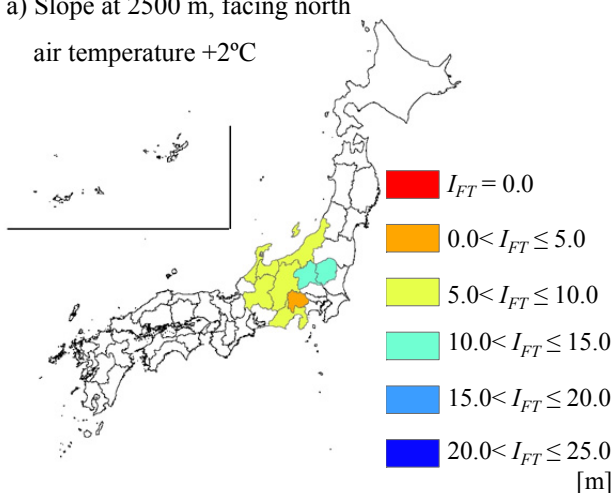
b) Slope at 2000 m, facing south

air temperature +2°C

図 4.122 温暖化後で標高が 2000m の時の凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の分布 : a) 北向き斜面, b) 南向き斜面の場合

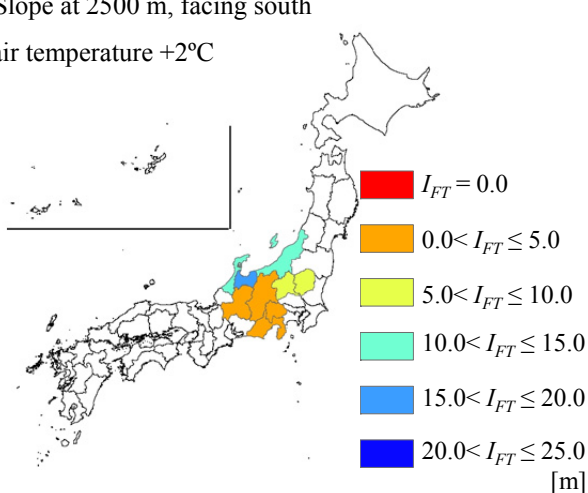
a) Slope at 2500 m, facing north

air temperature +2°C



b) Slope at 2500 m, facing south

air temperature +2°C

図 4.123 温暖化後で標高が 2500m の時の凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の分布 : a) 北向き斜面, b) 南向き斜面の場合

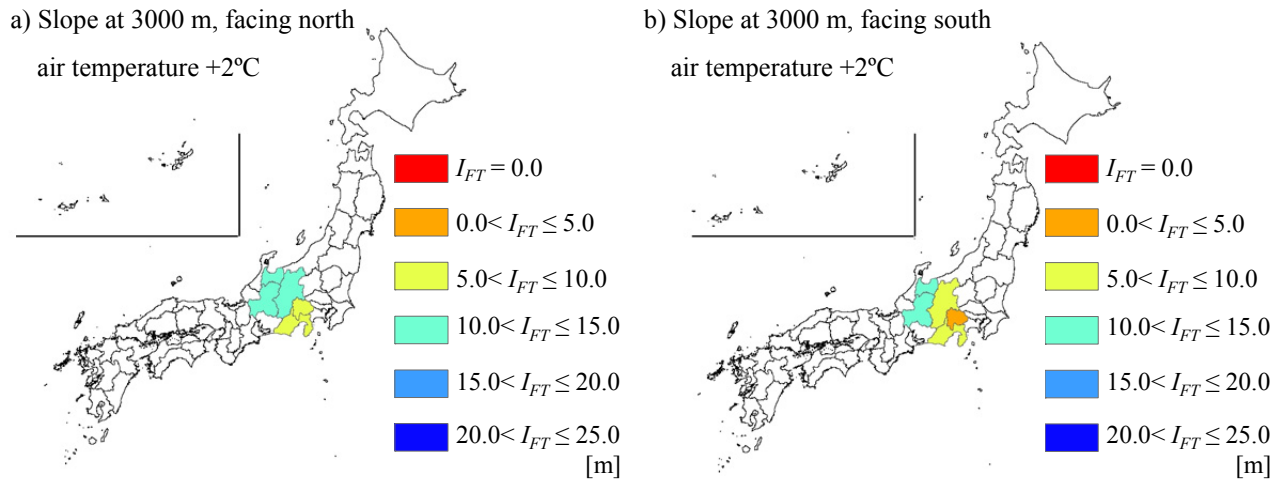
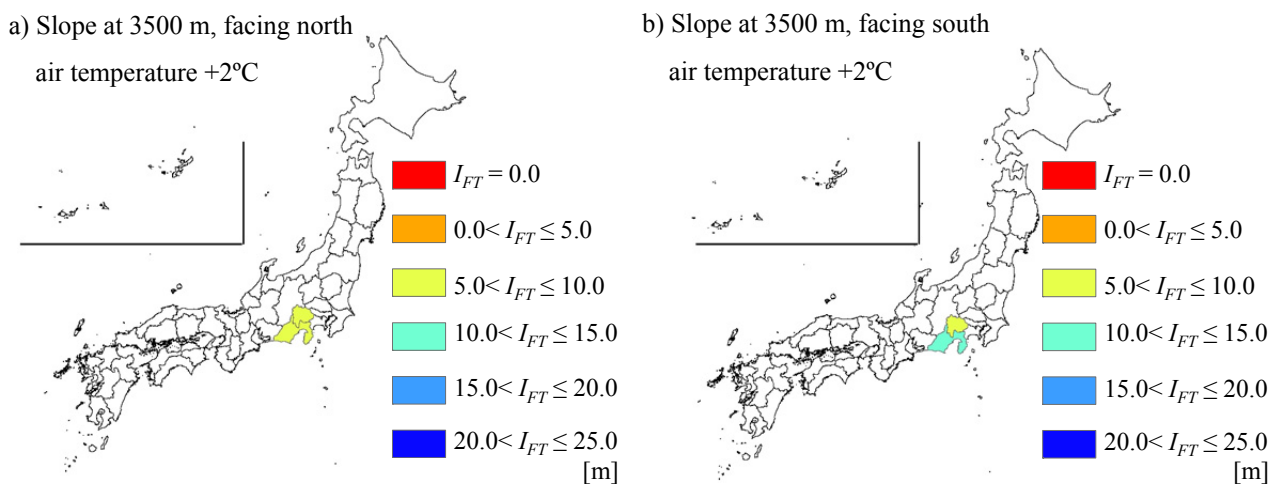
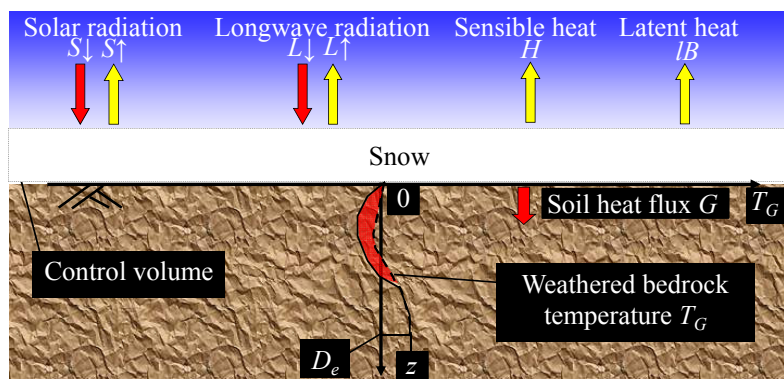
図 4.124 温暖化後で標高が 3000m の時の凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の分布 : a) 北向き斜面, b) 南向き斜面の場合図 4.125 温暖化後で標高が 3500m の時の凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の分布 : a) 北向き斜面, b) 南向き斜面の場合

図 4.126 積雪を検査領域とした熱収支

#### 4.3.3 積雪による軽減効果

次に、積雪による地表面被覆があることによる、凍結融解強度指数の変化量を検討する。積雪は断熱性が高く、気温が氷点下となっても、風化基岩内の温度変化はゆるやかとなり、積雪がない場合に比べて凍結融解回数が少なくなり、凍結深さは小さくなる可能性がある。従って、積雪、融雪の時系列変化を考慮し、風化基岩温度の深度分布解析を行うことは重要である。積雪がある場合、降雪、日射や地中伝導熱などによる

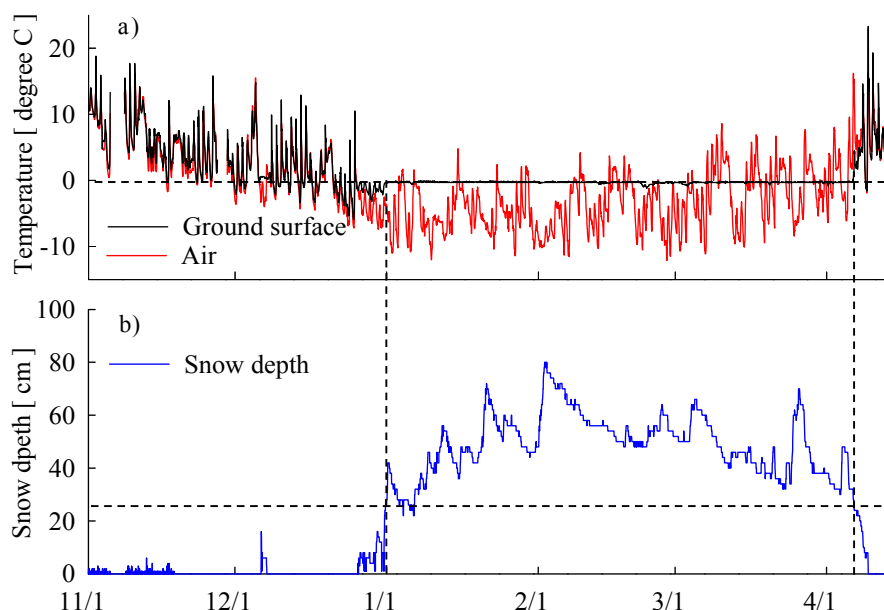


図 4.127 気温、地表面温度および積雪深の時系列変化（穂高砂防観測所，2004/11/1～2005/4/15，手島<sup>9)</sup> から引用したものに加筆）：a) 気温と地表面温度の時系列変化，b) 積雪深の時系列変化

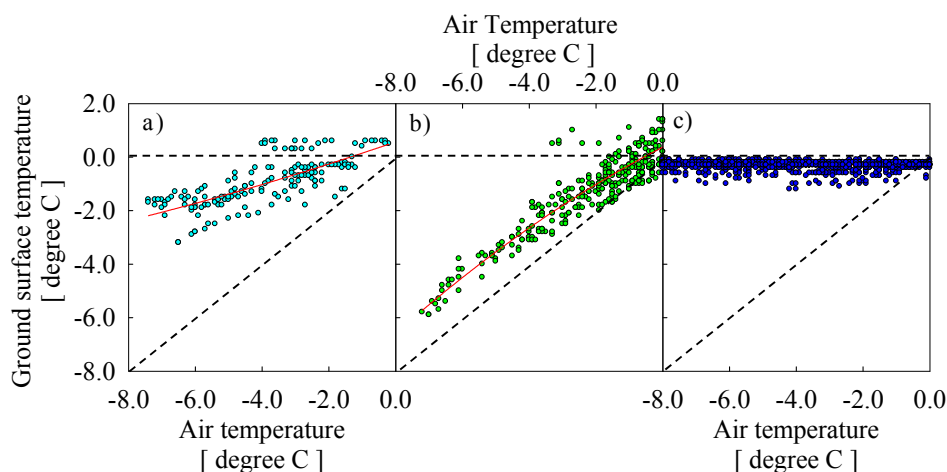


図 4.128 地表面温度と気温の関係（穂高砂防観測所，2004/11/1～2005/4/15，手島<sup>9)</sup> から引用したものに加筆）：

a) 積雪がない時，b) 積雪が 25 cm 以下の時，c) 積雪が 25 cm を上回る時

融雪，積雪の締め固め等による積雪深の変化を推定することになる。しかし，降雪量は気象庁などによって観測されているので，これを入力データとして用いれば良いと思われる。一方，融雪量は，積雪の温度が  $0^{\circ}\text{C}$  に達すれば発生するため，積雪内の温度分布を推定する必要がある。ただし，融雪量は，積雪内にある液体状の水の持つ熱エネルギーによる氷の融解量と，液体水の再凍結量にも依存する。従って，積雪内の液体水の移動量も推定する必要がある。しかしながら，積雪内の水分移動を考える場合，積雪内の氷板や，氷板中の水みちの形成と消失を考慮しなければならず，複雑なモデルが必要となる。これは，広範囲に適用可能な風化基岩温度の解析モデルを構築するという本研究の目的に適さない。

従って，本研究では，積雪の融雪量をより簡便に推定することができる，池淵のモデル<sup>7),8)</sup>を用いることとした。このモデルでは，積雪を検査領域として，積雪内の熱収支により融雪量を求めることができる(図 4.126)。ただし，このモデルでは，積雪内の温度の深度分布を求めることはできない。積雪内の温度の深度分布が分

かれば、積雪下端の温度を境界条件として、堤ら<sup>3)</sup>の提案した地表面温度を入力データとする熱伝導解析モデルに流用し、風化基岩温度の深度分布を求めることができるが、この場合、それが不可能である。そこで本研究では、手島ら<sup>9)</sup>の知見を参考に、積雪がある場合は地表面温度が  $0^{\circ}\text{C}$  になると仮定した。以下、積雪がある場合の地表面温度についての手島らの研究成果を概説する。次に、池淵のモデルを応用した積雪、融雪および風化基岩温度の計算方法を述べる。そして、積雪の有無が土砂生産量に与える影響を、凍結融解強度指数を用いて考察する。なお、積雪を考慮した風化基岩温度の深度分布解析は、岐阜県全域で得られている 50m メッシュ DEM データを用いて行った。岐阜県は、積雪深および積雪の期間が南北で大きく異なり、かつ土砂生産現象が活発に起こっている山岳地域を多く持つ県の 1 つである。そこで、積雪の影響を考慮した解析により、岐阜県内の凍結融解強度指数の分布を調べた。

### (1) 積雪がある場合の地表面温度

図 4.127 に、岐阜県高原川流域の上流にある穂高砂防観測所にて、2004 年 11 月 1 日から 2005 年 4 月 15 日の期間で観測された、観測所付近の気温、地表面温度、および積雪深の時系列変化を示す。図 4.127 を見ると、積雪がないか、積雪があっても短期間で消失する 12 月下旬までは、気温と地表面温度が同じ様な変化傾向を示すことが分かる。しかし、積雪が約 25 cm 以上で、これが長期にわたって続く 12 月下旬から 4 月上旬にかけては、地表面温度はほぼ  $-0.3^{\circ}\text{C}$  であることが分かる。図 4.128 は気温が  $0^{\circ}\text{C}$  を下回る時の、地表面温度と気温の関係を表したものである。ただし、図 4.128 では、地表面温度と気温の関係を積雪深別に示している。図 4.128a) は積雪がない場合、図 4.128b) は積雪が 25 cm 以下の場合、図 4.128c) は積雪が 25 cm を上回る場合である。積雪がない場合と積雪が 25 cm 以下の場合では、気温が低下するにつれて地表面温度も低下する傾向にあることが分かる (図 4.128a, 図 4.128b)。地表面温度は気温よりも高い傾向が見られる。一方、積雪が 25 cm を上回る場合は、地表面温度が約  $-0.3^{\circ}\text{C}$  でほぼ一定となっている (図 4.128c)。ただし、積雪と気温の計測はそれぞれ異なる地点で行っているため、25 cm という値に大きな意味は無いとされている<sup>9)</sup>。しかしながら、図 4.128 より、積雪のある場合は地表面温度が  $0^{\circ}\text{C}$  付近で小さく変動することが分かる。以上より、積雪を考慮した風化基岩温度の解析を行う場合、手島の知見を参考とし、積雪がある場合には地表面温度が  $0^{\circ}\text{C}$  になると仮定することとした。

### (2) 積雪を考慮した風化基岩温度の解析の流れ

積雪を考慮した風化基岩温度の解析フローチャートを図 4.129 に示し、解析の流れは以下のようになる：

- 1) 気象データ (気温, 日射量, 風速, 降雪量) を入力する。
- 2) 降雪量が 0 mm より多い場合、積雪量を計算する。そして地表面温度  $T_{G0} = 0^{\circ}\text{C}$  と仮定して、風化基岩温度の深度分布を、堤ら<sup>3)</sup>の提案した、地表面温度を入力データとする熱伝導解析モデル (図 3.11) を用いて求める。既に積雪がある場合も、堤らのモデルに従って風化基岩温度の深度分布を求める。
- 2') 積雪がない場合は、地表面の熱収支式と熱伝導解析モデルを組み合わせたモデル (図 3.12) に従って風化基岩温度の深度分布を求める。
- 3) 積雪を検査領域として熱収支を計算し、融雪量を計算する。
- 4) 所定の計算時間まで 1) ~ 3) の手順を繰り返す。

次に、積雪量および融雪量の具体的な計算方法を述べる。

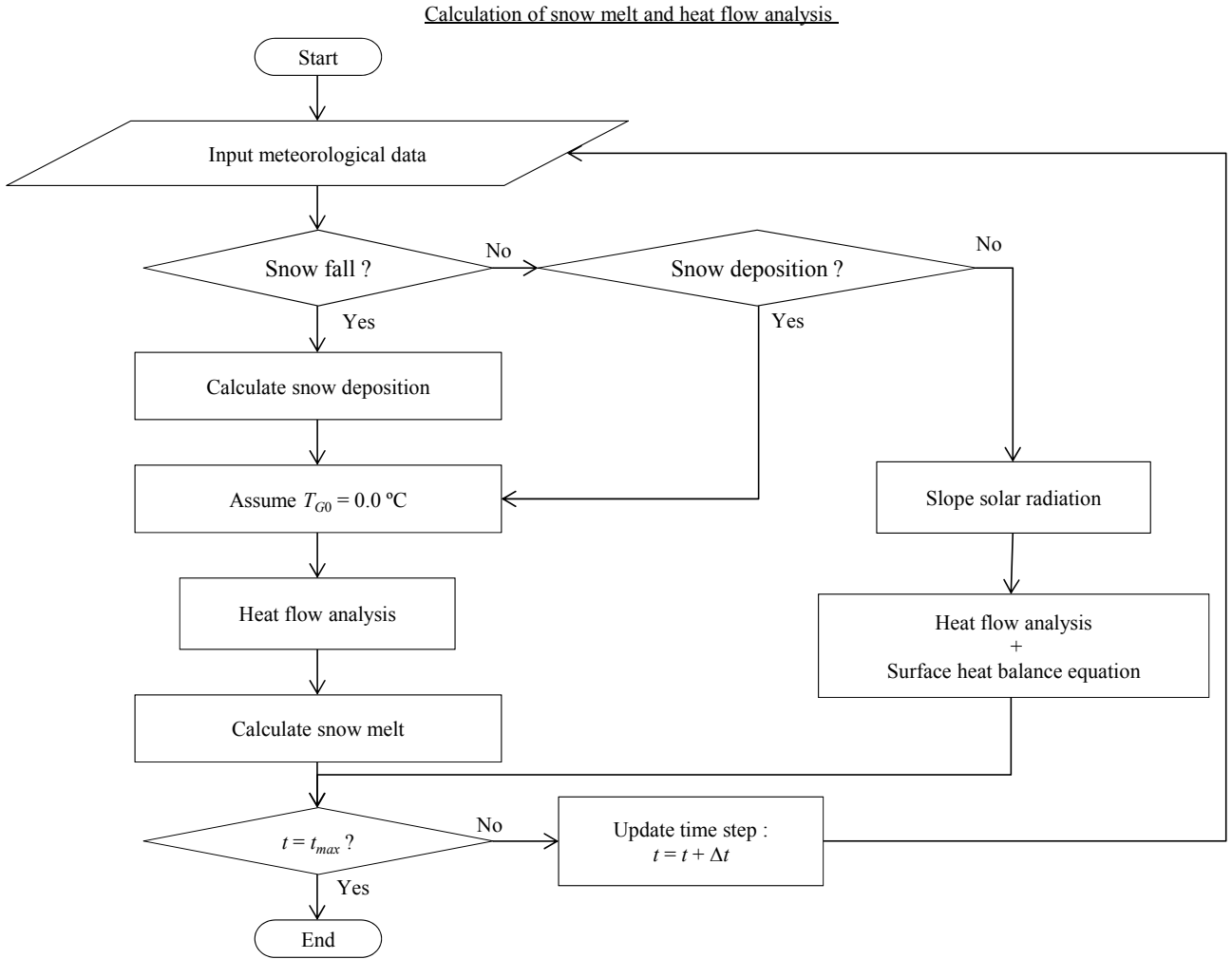


図 4.129 積雪を考慮した風化基岩温度の深度分布解析フローチャート

### (3) 積雪および融雪計算の方法

積雪および融雪量の計算は池淵のモデル<sup>7),8)</sup>を参考とした。以下にその方法を概説する。

#### a) 積雪量の計算

降雪深  $D_{NS} > 0$  m のとき、もしくは前の時間ステップでの積雪深  $D_{s0} > 0$  m のとき、新雪温度  $T_{NS}$  [°C]、新雪密度  $\rho_{NS}$  [kg/m<sup>3</sup>]、積雪深  $D_s$  [m]、積雪水量  $W_{EQ}$  [kg/m<sup>2</sup>]、積雪密度  $\rho_s$  [kg/m<sup>3</sup>] を求める；

$$\begin{aligned} T_{NS} &= T_a \quad (T_a < 0^\circ\text{C}) \\ &= 0 \quad (T_a \geq 0^\circ\text{C}) \end{aligned} \quad (4.16)$$

$$\rho_{NS} = \left\{ L + \left\{ (1.8T_{NS} + 32)/100 \right\}^M \right\} \times 1000 \quad (4.17)$$

$$D_s = D_{s0} + D_{NS} \cos \zeta \quad (4.18)$$

$$W_{EQ} = W_{EQ0} + \rho_{NS} D_{NS} \cos \zeta \quad (4.19)$$

$$\rho_s = W_{EQ} / D_s \quad (4.20)$$

ここに、 $T_a$  は気温、 $L$  および  $M$  は同定すべきパラメータ、 $W_{EQ0}$  は前の時間ステップでの積雪水量 [kg/m<sup>2</sup>]、 $\zeta$  は斜面勾配である。 $L$ 、 $M$  はそれぞれ 0.01、2.5 で、池淵の使用した値をそのまま用いた<sup>7)</sup>。前の時間ステップでの積雪深  $D_{s0}$  [m]、前の時間ステップでの積雪水量  $W_{EQ0}$  は、積雪がない場合にはそれぞれ 0 m、0 kg/m<sup>2</sup> である。新雪温度  $T_{NS}$  は、気温  $T_a$  が 0°C を下回る場合は  $T_{NS} = T_a$ 、0°C 以上の場合は  $T_{NS} = 0^\circ\text{C}$  と仮定した。式 (4.18) の積雪深  $D_s$  を求めるにあたり、降雪深  $D_{NS}$  に斜面勾配  $\zeta$  の余弦  $\cos \zeta$  を乗じている。これは、池淵らの

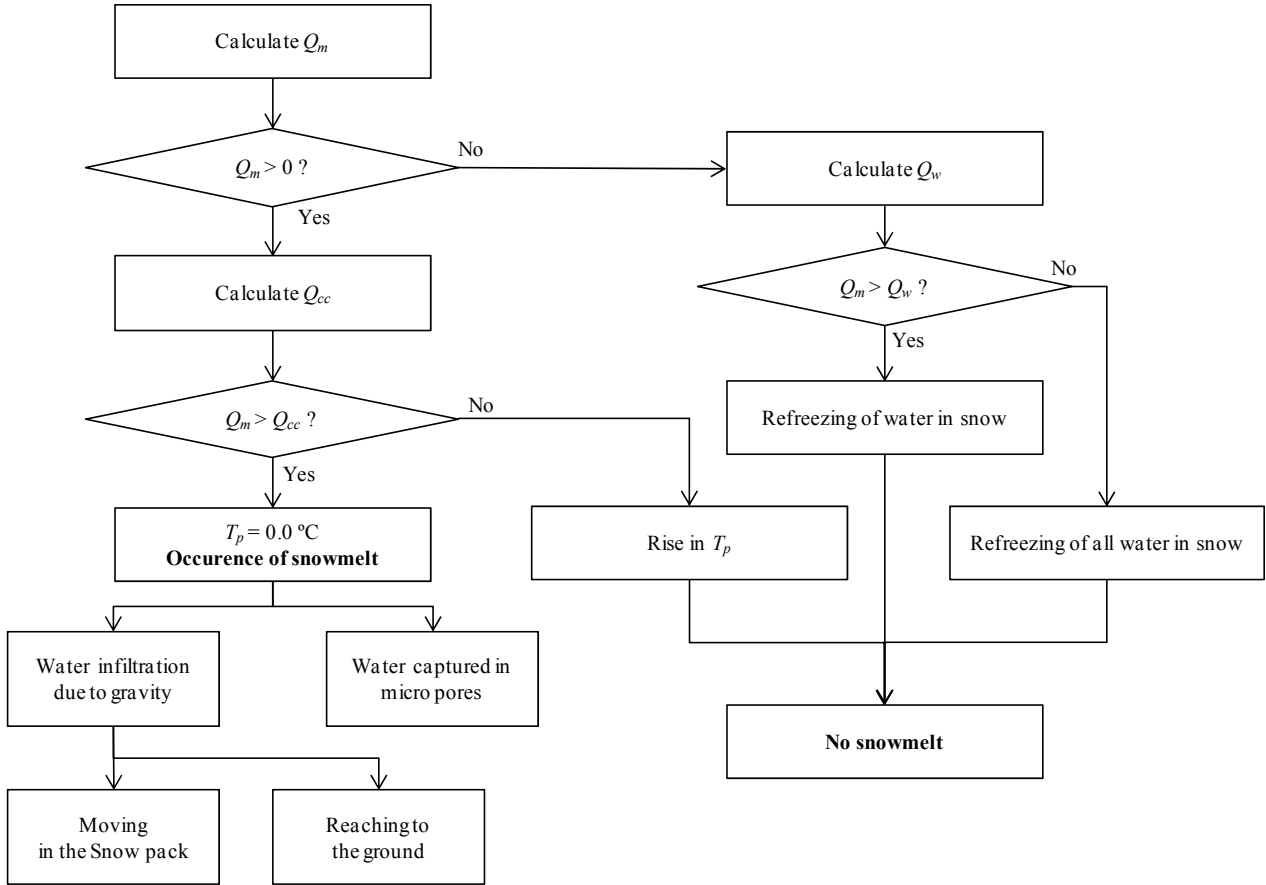


図 4.130 融雪量の計算フローチャート

モデルを用いた風化基岩温度の解析を行うにあたり、場の条件として、裸地斜面を考えるためである。降雪深  $D_{NS}$  は鉛直方向に対するものであり、これに斜面勾配の余弦を  $\cos \zeta$  を乗じれば、斜面に垂直な方向に対する降雪深に変換することができる。なお、池淵<sup>7)</sup>は、新雪が積もることによる積雪の圧縮、および地表に到達した新雪の一部融解を考慮しているが、気象庁の観測している降雪深  $D_{NS}$  は、積雪深  $D_s$  から逆算して求めたものであるため、これらを考慮することは無用と考えて省略した。また、近藤<sup>10)</sup>によると新雪密度  $\rho_{NS}$  は  $30 \sim 150 \text{ kg/m}^3$  であるので、 $\rho_{NS}$  の下限値は  $30 \text{ kg/m}^3$  とした。

#### b) 融雪量の計算

次に融雪量の計算方法を述べる。融雪量の計算にあたっては、まず、融雪あるいは再凍結の判定を行う。そして、融雪量あるいは再凍結量を求めるとともに、積雪温度  $T_p$  [°C] の変化量を計算する。図 4.130 に融雪量の計算フローチャートの詳細を示す。

融雪あるいは再凍結の判定にあたっては、式(4.21)の融雪熱量  $Q_m$  [W/m<sup>2</sup>]、式(4.22)の Cold content  $Q_{cc}$  [W/m<sup>2</sup>]、式(4.23)の積雪内の液体水分を凍らせるために必要な熱量  $Q_w$  [W/m<sup>2</sup>] を用いる。融雪熱量  $Q_m$  は、積雪を検査領域として、積雪に出入りする熱エネルギーの収支で決まる。Cold content  $Q_{cc}$  は積雪内の冷却度を示す指標であり、雪の比熱  $c_s$ 、積雪水量  $W_{EQ}$ 、積雪温度  $T_p$  の積として定義される。積雪内の液体水分を凍らせるために必要な熱量  $Q_w$  は、積雪内含水量  $W_c$  [kg/m<sup>2</sup>] と水の凍結潜熱  $L_w$  の積で定義される。

$$Q_m = (1 - ref_s) S_{\zeta} \downarrow + \varepsilon_b T_a^4 - s_b T_s^4 - c_{air} \rho C_H U (T_s - T_a) - G \quad (4.21)$$

$$Q_{cc} = -c_s W_{EQ} T_p \quad (4.22)$$

$$Q_w = -W_c L_w \quad (4.23)$$

ここに、 $ref_s$  は積雪面のアルベド [ - ]、 $S_{\zeta} \downarrow$  は斜面日射量、 $\varepsilon$  は気温、水蒸気量、雲の種類や雲量から決まる



係数,  $s_b$  はステファン・ボルツマン定数,  $T_a$  は気温,  $T_s$  は積雪面の温度[°C],  $c_{air}\rho$  は空気の体積熱容量,  $C_H$  はバルク係数,  $U$  は風速,  $G$  は地中伝導熱である。積雪温度  $T_p$  は, 前の時間ステップでの積雪深  $D_{s0} > 0$  m のときの値については後述する。 $D_{s0} = 0$  m のときは, 新雪温度  $T_{NS}$  に等しいとおく。積雪面の温度  $T_s$  は, 池淵に倣い, 気温  $T_a$  と積雪温度  $T_p$  の平均値とした。積雪面のアルベド  $ref_s$  は, 式(4.24)で表される, 新雪が降った日からの日数  $N[-]$  の関数として, 池淵が経験的に与えたものを用いた;

$$\begin{aligned} ref_s &= -0.0065N + 0.666 \quad (N \geq 6) \\ &= -0.41N + 0.873 \quad (N < 6) \end{aligned} \quad (4.24)$$

地中伝導熱  $G$  は式(3.30)の, 風化基岩温度  $T_G$  の深度分布の変化と, 水の凍結あるいは融解による潜熱の発生量から求める。ただし, 風化基岩温  $T_G$  の深度分布は, 積雪がある場合の仮定より, 地表面温度  $T_{G0}$  を 0°C と仮定して得られるものである。積雪内含水量  $W_c$  は, 前の時間ステップでの積雪深  $D_{s0} > 0$  m のときの値については後述する。前の時間ステップでの積雪深  $D_{s0} = 0$  m のときは  $0 \text{ kg/m}^2$  と仮定する。

次に, 融雪熱量  $Q_m$ , Cold content  $Q_{cc}$ , 積雪内の液体水分を凍らせるために必要な熱量  $Q_w$  を用いて, 融雪の判定を行う。融雪熱量  $Q_m > 0$  のときは, 積雪内に正の値の熱エネルギーが入り, 積雪温度  $T_p$  の上昇が生じ, 場合によっては融雪が生じることになる。具体的には以下のように計算する。

i)  $Q_{cc} > Q_m$  のとき: 融雪熱量  $Q_m$  が Cold content  $Q_{cc}$  を減少させるために消費される。その結果, 積雪温度  $T_p$  は上昇する;

$$T_p = -(Q_{cc} - Q_m) / (W_{EQ} \cdot C_s) \quad (4.25)$$

しかしながら, 積雪温度  $T_p$  は 0°C 以下であり, 融解は発生しない。よって, 積雪水量  $W_{EQ}$  は変化せず, 積雪内含水量  $W_c$  は, 前の時間ステップでの積雪内含水量  $W_{c0}$  に等しい;

$$W_c = W_{c0} \quad (4.26)$$

ii)  $Q_m > Q_{cc}$  のとき: まず, 融雪熱量  $Q_m$  が Cold content  $Q_{cc}$  を  $0 \text{ W/m}^2$  にするために消費される。その結果, 積雪温度  $T_p$  は 0°C となる。そしてさらに, 融雪熱量と Cold content の差  $(Q_m - Q_{cc})$  の熱エネルギーが, 積雪の融解に費やされる。融雪深を  $M[\text{m}]$  で表すこととし, これらをまとめると,

$$T_p = 0 \quad (4.27)$$

$$M = (Q_m - Q_{cc}) / \rho_w L_s \quad (4.28)$$

である。ここに,  $L_s$  は雪の融解熱[ J/kg ]であり,

$$L_s = (1 - W_c / W_{EQ}) L_w \quad (4.29)$$

で計算される。雪の融解熱  $L_s$  の式は, 積雪内の含水量による融解熱の違いが考慮されている<sup>7)</sup>。

なお, 図 4.130 に示すように, 融雪した水は, 重力水として積雪内を降下中のものと, 積雪内の間隙に捕捉されるものに別れる。さらに, 重力水として積雪内を降下中の水の一部は, 地表面に到達し, 積雪から排水される。そこでどれだけの量が捕捉され, また降下するのかが問題となる。池淵ら<sup>8)</sup>は水分移動を簡略化し, 以下のように求めた。まず,

$$\begin{aligned} B_{HC} &= 0.000025\rho_s + 0.03 \quad (\rho_s \leq 4000 \text{ kg/m}^3) \\ &= 0.000111\rho_s + 0.121 \quad (4000 \text{ kg/m}^3 < \rho_s \leq 5500 \text{ kg/m}^3) \\ &= 0.0002\rho_s - 0.04 \quad (5500 \text{ kg/m}^3 < \rho_s) \end{aligned} \quad (4.30)$$

で表される可能保水率  $B_{HC}[-]$  を計算する。これは, 積雪が保持しうる液体状の水分の割合という意味合いを持つ。そして, 融雪深  $M$  と, 積雪深  $D_s$  との積  $D_s \cdot B_{HC}$  の差が重力水として降下すると考える<sup>11)</sup>。なお, 前の時間ステップにおいて, 積雪内含水量  $W_{c0} > 0 \text{ kg/m}^2$  のときは,  $W_{c0}$  の一部も重力水として降下する。以上より, 重力水  $M_G[\text{m}]$  は式(4.31)で計算される。

$$M_G = (1 - B_{HC}) \times (W_{c0} / \rho_w + M) \quad (4.31)$$

式(4.31)において、重力水  $M_G$  は長さの単位なので、次元を揃えるために、前の時間ステップでの積雪内含水量  $W_{c0} [\text{kg} / \text{m}^2]$  を水の密度  $\rho_w$  で除している。そして、重力水として降下する融雪水のうち、地面に到達する分  $M_D [\text{m}]$  を

$$M_D = 21 / (1000D_s + 0.827) \quad (4.32)$$

で与える<sup>8)</sup>。これは Anderson<sup>12)</sup>が観測により得た積雪深  $D_s$  と、地面に到達する液体水分量  $M_D$  の関係を、池淵ら<sup>8)</sup>が回帰分析により決定した式である。以上より、融雪が発生した場合、積雪内含水量  $W_c$  は  $\rho_w (M - M_D)$  だけ増え、積雪水量  $W_{EQ}$  は  $\rho_w M$  だけ減ることになる；

$$W_c = W_{c0} + \rho_w (M - M_D) \quad (4.33)$$

$$W_{EQ} = W_{EQ0} - \rho_w M \quad (4.34)$$

以上が融雪熱量  $Q_m > 0$  のときの計算方法である。融雪熱量  $Q_m < 0$  のときは、積雪内に負の値の熱エネルギーが入り、積雪内の水が再凍結する。さらに融雪熱量  $Q_m$  が小さければ、積雪温度  $T_p$  の低下が生じる。具体的には以下のように計算する。

iii)  $Q_w \leq Q_m < 0$  のとき：融雪熱量  $Q_m$  が負の値なので、 $Q_m$  は、積雪内の液体水分を凍らせるために必要な熱量  $Q_w$  を減少させるために消費される。その結果、積雪内の液体水分の一部が凍結する。従って積雪内含水量  $W_c$  が  $Q_m / L_w$  だけ減少し、積雪水量  $W_{EQ}$  が  $Q_m / L_w$  だけ増加する；

$$W_c = W_{c0} - Q_m / L_w \quad (4.35)$$

$$W_{EQ} = W_{EQ0} + Q_m / L_w \quad (4.36)$$

iv)  $Q_m < Q_w \leq 0$  のとき：融雪熱量  $Q_m$  が負の値なので、 $Q_m$  は、積雪内の液体水分を凍らせるために必要な熱量  $Q_w$  を  $0 \text{ W} / \text{m}^2$  にするために消費される。その結果、積雪内の全ての液体水分が凍結する。従って積雪内含水量  $W_c$  が  $0$  に、積雪水量  $W_{EQ}$  が  $-Q_w / L_w$  だけ増加する；

$$W_c = 0 \quad (4.37)$$

$$W_{EQ} = W_{EQ0} - Q_w / L_w \quad (4.38)$$

さらに、融雪熱量と積雪内の液体水分を凍らせるために必要な熱量の差  $Q_m - Q_w$  の熱が奪われ、式(4.38)で計算される温度まで、積雪温度  $T_p$  が低下する。

$$T_p = -(Q_{cc} - Q_m + Q_w) / (W_{EQ} \cdot c_s) \quad (4.39)$$

以上の計算を行うことにより、積雪水量  $W_{EQ}$ 、積雪内含水量  $W_c$  が更新され、次の時間ステップへと進む。

#### (4) 計算手順と条件

計算は、風化基岩のカラムを想定し、1次元有限要素法により行った。風化基岩のカラムの高さは、岐阜県における、地表面から地下恒温層の上端までの深さ  $z_{cl}$  と一致させ（表 4.1）、その値は  $14.0\text{m}$  とした。有限要素の分割間隔は、表 4.3 に示すものと同じとした。地表面は裸地と仮定した。計算期間は 2000 年以降、凍結融解が活発に発生していると考えられる、北部の観測地点（神岡、河合、白川、高山）において、気温が  $0^\circ\text{C}$  を跨ぐ回数が最も多い 2008 年 7 月 1 日から 2009 年 7 月 1 日とした。

気象データとしては、岐阜県内において降雪を観測している 8 カ所の観測地点（岐阜、関ヶ原、長滝、樽見、白川、河合、高山、神岡）でのデータを用いた。これら気象観測地点の位置を図 4.131 に示す。地形条件は、岐阜県の DEM データ（50 m メッシュ）から得られる標高と、DEM の解析より得られる斜面勾配、斜面向きを参考とした。具体的には、標高に関しては 250 m から 500 m ずつ 3250 m までの 7 条件、斜面勾配に関しては  $0^\circ$  から  $20^\circ$  ずつ  $80^\circ$  までの 4 条件、斜面向きに関しては南向きを  $0^\circ$  とし、時計回りに  $45^\circ$  ずつ  $315^\circ$ （南東）までの 8 条件を設定し、気象データおよび地形条件を組み合わせ、計 1792 通り（ $= 8 \times 7 \times 4 \times 8$ ）で計算を行った。

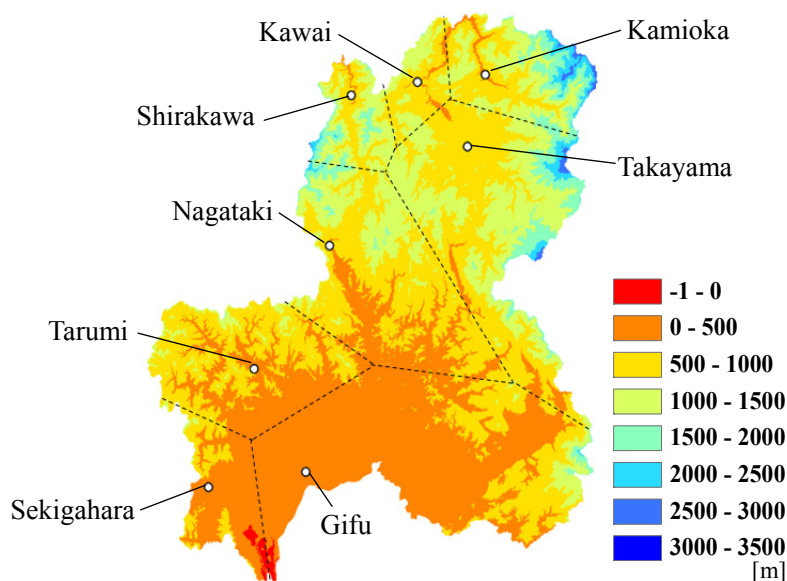


図 4.131 観測地点の位置と標高の分布（点線は各観測地点の気象データが適用される範囲の境界を示す）

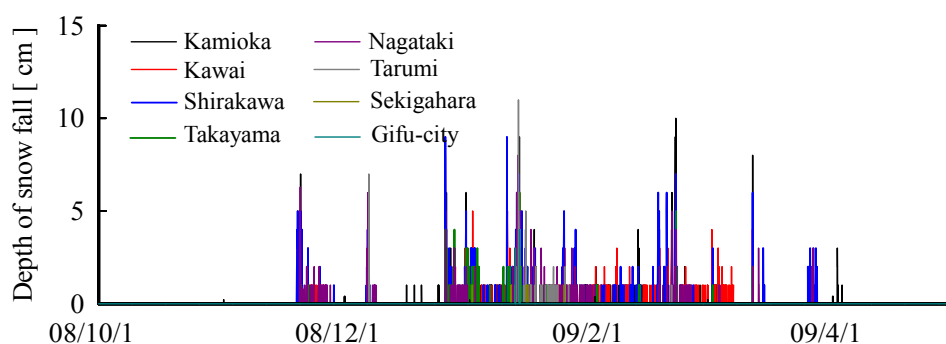


図 4.132 各観測地点の降雪深の時系列変化

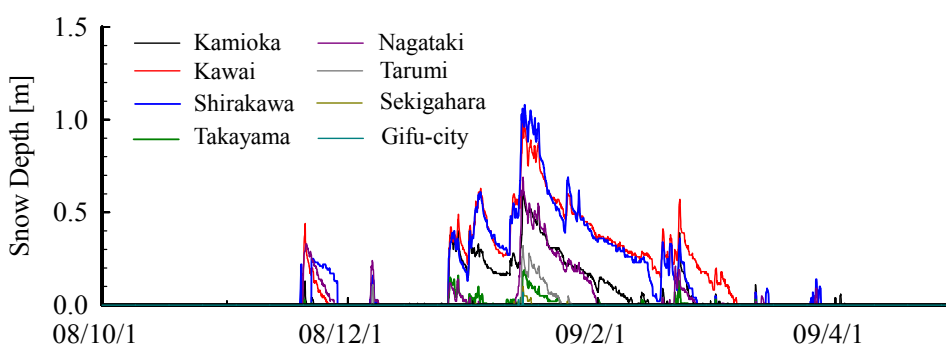


図 4.133 各観測地点の積雪深の時系列変化

岐阜県内の任意の地点における凍結融解強度指数は、以下のようにして求めた。まず、気象データとして、その地点の位置から各気象観測地点の位置までの直線距離を計算した時に、最も距離が短い位置にある気象観測地点を選出する。図 4.131 に示す点線は、各気象観測地点の気象データが適用される領域の境界を表す。そして、選出した気象観測地点の気象データを用いて、標高、斜面向き、勾配を様々に組み合わせた解析により得られた凍結融解強度指数  $I_{FT}$  から、その点の標高、斜面向き、勾配に対し、内挿によって凍結融解強度指数を求めることとした。

図 4.132 に、計算期間における、気象観測地点ごとに観測された降雪深の時系列変化を示す。また、図 4.133 に、計算期間における、気象観測地点ごとに観測された積雪深の時系列変化を示す。降雪深は標高が高くな

表 4.4 各観測地点の $\varepsilon$ の値と位置および年平均気温（2008 年）

	$\varepsilon$	Elevation [m]	East Longitude [°]	North Latitude [°]	Mean temperature for 2008 [°C]
Kamioka	0.935	455	137.31	36.32	11.2
Kawai	0.95	471	137.1	36.31	10.6
Shirakawa	0.936	478	136.9	36.27	11.0
Takayama	0.922	560	135.25	36.16	11.3
Nagataki	0.94	430	136.83	35.93	11.8
Tarumi	0.885	190	136.6	35.64	12.9
Sekigahara	0.787	130	136.47	35.36	14.4
Gifu	0.83	12.7	136.76	35.4	12.9

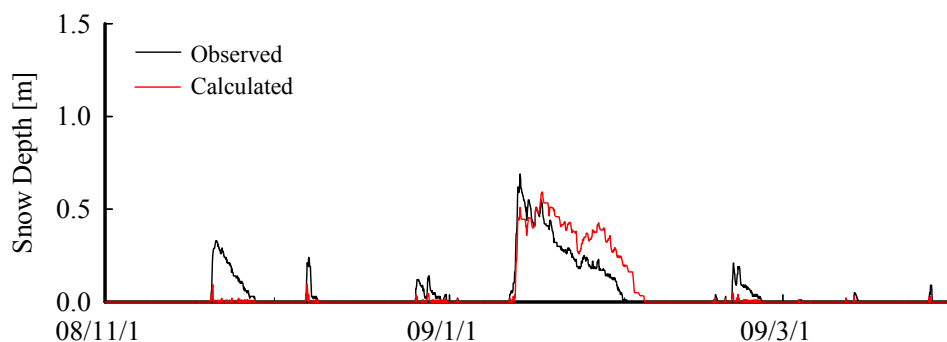


図 4.134 長滝における積雪深の観測値と計算値

れば大きくなり、降雪の時期も早くなるのが一般的である。そこで、降雪深の時系列変化を標高別に知るため、気温に閾値を設け、気温が閾値を下回れば降雨量を降雪量に変換するという方法がある。しかしながら、降雪時には雨量計による捕捉率が低下し、降雨量が 0 mm と測定されたとしても、実際には降雪がある場合があり、取り扱いが難しい。従って、降雪深の観測値を、標高に関係なくそのまま用いた。なお、気温に関しては、標高が 100 m 上昇するごとに  $0.65^{\circ}\text{C}$  低下するとして標高補正を行った。また、岐阜県内では日射量を観測している観測所が無いので、岐阜、関ヶ原には名古屋での、樽見には彦根での、長滝、白川、河合、高山、神岡には富山での観測値を与えた。

初期条件と境界条件を述べる。風化基岩温度  $T_G$  の初期条件は、深さ方向に一律に、表 4.4 に示す各気象観測地点の年平均気温（2008 年）に標高補正を施したものを与えた。風化基岩の間隙率  $n$  および含水率  $\theta$  は田上山地の風化花崗岩の値とし、それぞれ 0.48, 0.4 で深さ方向に一律に与えた。風化基岩カラム下端の温度  $T_{Gb}$  は、表 4.4 に示す各観測地点の年平均気温（2008 年）に標高補正を施した値を与えた。

計算に用いたパラメータは、表 3.2 に示す、田上山地にある風化花崗岩質の裸地斜面についてのパラメータと同じものとした。本来ならば、岐阜県内の地質の分布を考慮するべきであるが、積雪の影響のみを考察するために地質は花崗岩と仮定した。風化基岩全体の熱伝導率  $\lambda_G$  および比熱  $c_G$  は、風化基岩の実質部分、間隙水、間隙氷、空気存在割合をそれぞれの熱伝導率 ( $\lambda_{rock}$ ,  $\lambda_{water}$ ,  $\lambda_{ice}$ ,  $\lambda_{air}$ ) および比熱 ( $c_{rock}$ ,  $c_w$ ,  $c_{ice}$ ,  $c_{air}$ ) に乗じ、これらを足し合わせたものとした。地表面のアルベド  $ref$ , 空気の体積熱容量  $c_{air}\rho$ , バルク係数  $C_H$  は、全て 3.3.1 での計算条件と同じ値とし、それぞれ 0.14,  $1210 \text{ J/K/m}^3$ , 0.0015 とした。下向き長波放射  $L_{\downarrow}$  にかかる係数  $\varepsilon$  は、計算期間で 1 時間ごとに観測された積雪深の積算値と計算値のそれとの差が最小となる時の値とし、一定値とした。計算値と観測値の差は観測値の 10% 以下である。樽見に関しては 10% 以下とすることは容易でなく、20% 以下に収まる時の値とした。表 4.4 に各観測地点における  $\varepsilon$  の値を、図 4.134 に一例とし

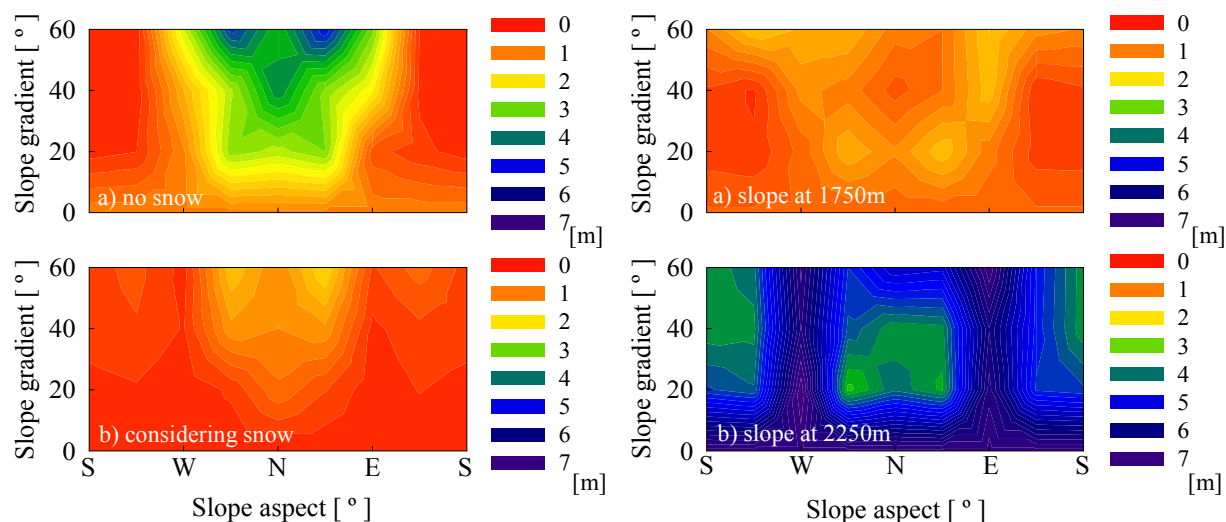


図 4.135 積雪が凍結融解強度指数に与える影響 : a) 積雪を考慮しない場合, b) 積雪を考慮 (気象データは河合での観測値, 標高 1250m)

図 4.136 標高と凍結融解強度指数の関係 : a) 標高 1750m 地点, b) 標高 2250m (気象データは河合での観測値)

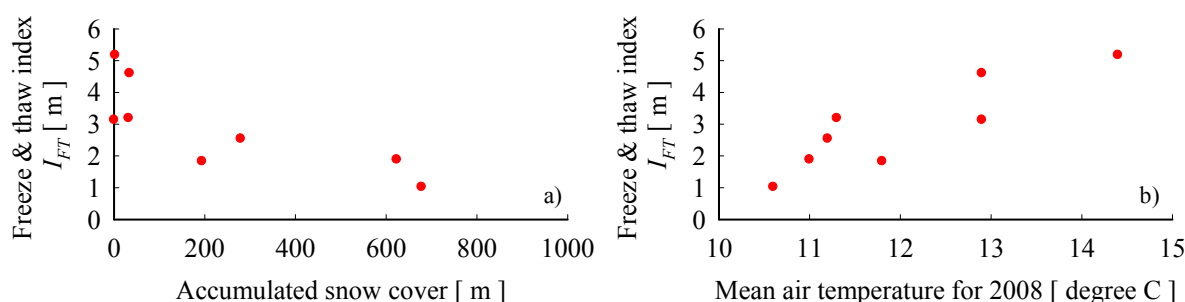


図 4.137 凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と積雪深の積算値および年平均気温との関係 :

a)  $I_{FT}$  と積雪深の積算値の関係, b)  $I_{FT}$  と年平均気温との関係 (標高 1250m, 斜面勾配 60 度, 北向き斜面)

て長滝における積雪深の観測値と計算値を示す。長波放射 $L\downarrow$ にかかる係数 $\varepsilon$ の値を一定値としたこと、日射量が長滝での値ではない等の理由により、積雪の観測値と計算値が一致しない期間があるが、概ね一致していることが分かる。

#### (5) 風化基岩温度の補正量

気象データから推定した風化基岩温度  $T_G$  は、実測値よりも温度が高めに推定される傾向にある。よって、凍結融解強度指数を求めるにあたり、4.3.1 と同様に温度補正を行った。温度補正值  $T_{calib}$  は 4.3.1 と同じ値  $-1.359^{\circ}\text{C}$  で妥当と判断し、これを用いることとした。

#### (6) 計算結果と考察

まず、積雪の有無が与える影響を考察する。図 4.135 は標高 1250 m の条件で、河合の気象データを用いた場合の凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と、斜面勾配および斜面向きとの関係である。図 4.135a) は積雪を考慮しない場合の、図 4.135b) は積雪を考慮した場合である。図 4.135a) を見ると、積雪を考慮しない場合、斜面勾配が約  $25^{\circ}$  から  $60^{\circ}$  で、かつ斜面向きが西～北～東の斜面において、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は大きな値を示し、1～7 m

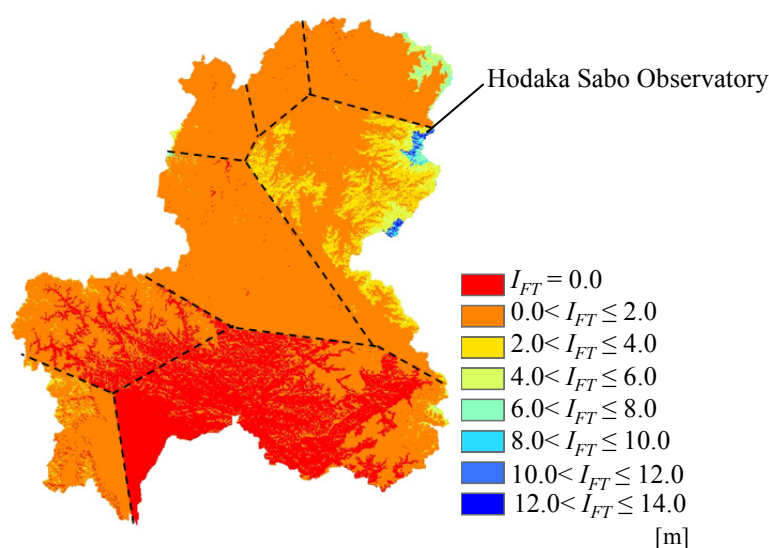


図 4.138 岐阜県における凍結融解強度指数の分布

(点線は各観測地点の気象データが適用される範囲の境界を示す)

の値となっている。一方、図 4.135b) の積雪を考慮した場合を見ると、図 4.135a) の積雪を考慮しない場合と同様に、斜面勾配が約  $25^\circ$  から  $60^\circ$  で、かつ斜面向きが西～北～東の斜面において、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は比較的に大きな値を示している。しかしながら、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の絶対値は小さく、概ね  $0 \sim 1$  m の値を示している。これは、積雪のある期間と、凍結融解の発生する期間が重なることで、凍結融解現象の発生が抑制されたためであると考えられる。ただし、斜面勾配が  $20^\circ$  以上で、斜面向きが南～西、あるいは東～南の場合には、積雪を考慮した場合、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が  $0$  m よりも大きな値を示すものの、積雪を考慮しない場合は、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が  $0$  m となっている。つまり、斜面向き、斜面勾配がこのような条件の裸地斜面では、積雪を考慮した方が、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は大きな値を示す。これは、積雪がある場合には、地表面温度  $T_{G0}$  を強制的に  $0^\circ\text{C}$  にするという仮定が影響している。これを詳しく説明すると以下ようになる。積雪があるために地表面温度  $T_{G0}$  が  $0^\circ\text{C}$  となっている状態から、積雪が消失して再び地表面温度  $T_{G0}$  が変動する状態になった場合を考える。このとき、地中伝導熱  $G$  が負の値となり、地中から大気へ熱が移動するとすれば、風化基岩温度が低下する。積雪がない場合には、氷点下となるような温度低下量ではないにしても、積雪がある場合には、地表面温度  $T_{G0}$  を  $0^\circ\text{C}$  にする処理のために、温度が低下して氷点下になることがあり得る。その結果、凍結融解が生じ、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は  $0$  m よりも大きな値を示すことになる。

次に、積雪がある場合において、標高と凍結融解強度指数の関係を検討する。図 4.136 に、標高  $1750$  m および  $2250$  m の条件において、河合の気象データを用いて解析した場合に得られる、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と斜面勾配、斜面向きの関係を示す。標高  $1750$  m における結果 (図 4.136a) を見ると、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は  $0$  m よりも大きな値を示していることがわかる。ただし、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は最大でも  $2$  m 弱である。一方、標高  $2250$  m における結果 (図 4.136b) を見ると、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は全体的に  $3 \sim 7$  m 程度と、標高  $1750$  m の場合よりも大きな値を示している。凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が標高により異なる理由は以下のように説明される。標高  $1750$  m においては、凍結融解が発生する時期と積雪のある時期が重なって、凍結融解がほとんど発生しなかったと考えられる。一方、標高  $2250$  m においては、凍結融解が発生する時期と積雪の時期が重なる期間があるものの、気温が標高  $1750$  m よりも低いために、積雪のある時期の前後で凍結融解が発生したと考えられる。このように、積雪があっても、標高により凍結融解の規模が異なることが分かる。



続いて、凍結融解強度指数と積雪量の関係、および凍結融解強度指数と年平均気温の関係を検討する。図 4.137 は、標高 1250 m、斜面勾配 60°、北向き斜面の条件において、各気象観測地の気象データを用いて解析した場合に得られた凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と、計算期間における積雪の積算値および年平均気温（2008 年）との関係を示す。図 4.137a) は凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と計算期間における積雪の積算値の関係である。積雪の積算値は、計算期間において 1 時間ごとに観測された積雪深を足し合わせた値である。図 4.137b) は凍結融解強度指数  $I_{FT}$  と年平均気温（2008 年）の関係である。図 4.137a) より、積雪の積算値が大きいほど、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が小さくなる傾向が見られる。これは、積雪のある期間では、凍結融解が活発ではなくなるためである。図 4.137b) を見ると、年平均気温が高くなるほど、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が大きくなる傾向があることが分かる。これは年平均気温が低いと、積雪量が多くなること、一回の凍結から融解までの期間が長くなることが原因と考えられる。

図 4.138 は、岐阜県全域での凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の分布状況を示す。図 4.138 を見ると、岐阜県の南部では凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が 0 m となる地点の多いことが分かる。岐阜県内の標高の分布を見ると（図 4.131）、岐阜県の南部では標高 500 m 以下の地点が多く、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が 0 m となる地点と概ね一致している。従って、標高の低い岐阜県の南部では、凍結融解現象が活発でないと推察される。また、図 4.138 より、岐阜県の南東部、南西部の一部と、北部の多くの地域で、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は 0 ~ 2 m の値を示している。岐阜県内の標高の分布を見ると（図 4.131）、これらの地域は、概ね標高が 500 m ~ 1000 m となる地域にあたるということが分かる。従って、標高 500 m 以下では、凍結融解現象があまり活発でないものの、標高が 500 m ~ 1000 m になれば、凍結融解現象がより活発になると考えられる。

さらに標高が高くなる場合を考える。図 4.131 より、標高が 1000 m 以上となる地域は岐阜県の北部に点在しているが、これらの地域では凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値に 2 つの特徴が見られる。1 つ目は、地域によっては、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値が比較的小さいことである。その地域は、河合、白川、長滝の気象データが適用される地域である（図 4.131）。2 つ目は、地域により、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値が比較的大きいことである。その地域は、神岡、高山の気象データが適用される地域である（図 4.131）。凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値をこのように二分する大きな要因は、積雪量である。図 4.133 を見ると、河合、白川、長滝、神岡では積雪量が多く、一方、高山では積雪量が少ないことが分かる。積雪の多い河合、白川、長滝の気象データが適用される地域では、標高が 1000 m 以上と高標高地帯であっても、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値が比較的小さい。一方、高山の気象データが適用される地域では積雪量が少なく、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値が比較的大きい。神岡の気象データが適用される地域では積雪量は多いものの、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値が大きい地点を有しているため、上記のように積雪量だけでは説明できない。この地域では、積雪量だけでなく標高が関係していると考えられる。実際、神岡の気象データが適用される地域のうち、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が 6.0 ~ 8.0 m 大きな値を示している地域のあることが分かるが（図 4.138）、その地域は標高が 2000 m 以上の地点に位置する（図 4.131）。神岡の気象データが適用される地域においては、標高が低い場合、凍結融解が発生する時期と積雪の時期が重なった結果、凍結融解強度指数が小さくなったと思われる。一方、標高が高い場合、気温が低くために、積雪のある時期の前後で凍結融解が多く発生して、凍結融解強度指数が大きくなったと考えられる。

図 4.138 より、神岡の気象データが適用される地域だけでなく、高山の気象データが適用される地域においても、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  の値が 6.0 m 以上と、比較的大きな値を示しているが、この地点は、標高が 2000 m 以上と非常に高い位置にあたる（図 4.131）。以上より、平地や山岳地帯の中でも、低標高の地点や積雪の多い地域では、凍結融解現象は活発でないことが分かった。一方、高標高の地域および山岳部、積雪の少ない地域では、活発に凍結融解が発生していることが分かった。なお、岐阜県の北東部に位置する、京都大学



穂高砂防観測所近くの裸地斜面における観測より、凍結融解による土砂生産現象が確認されており<sup>13)</sup>、図 4.138 の結果と一致している。従って、図 4.138 の結果は、ある程度の妥当性を有すると思われる。

#### 4.4 結語

本章では、地中温度分布の時系列変化から、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  という、凍結融解の程度を表す指標を定義した。これにより、風化基岩の風化に対する抵抗力が不明であっても、間接的に凍結融解による土砂生産量を予測することができると考えられる。

凍結融解による土砂生産量は、過去の凍結融解の履歴、含水率、地形・気候、地表面の被覆状態により変化すると考えられるので、本章ではこれらの影響について、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  を用いて考察した。凍結融解の履歴の影響を検討した結果、1 年間だけでなく数年間にわたって風化基岩温度の深度分布解析を行わなければならないことが分かった。また、含水率が異なれば潜熱の発生量が異なるものの、その違いはわずかであることが分かった。地形および気候の影響は大きく、低標高地帯では、北向き斜面で凍結融解が活発に発生するものの、高標高地帯では、南向き斜面での方が活発になる場合があることが分かった。また、標高と凍結融解強度指数  $I_{FT}$  は、単純な正の相関関係にあるわけではないことが分かった。平均気温が低い高緯度地帯では、どの標高においても、凍結融解は比較的活発であることが分かった。一方、平均気温の高い西日本や低緯度地帯では、標高が低い場合、凍結融解は活発ではなく、凍結融解が活発となるのは標高の高い地域に限られることが分かった。従って、これらのことから、北向き斜面で標高が高いほど、凍結融解による土砂生産量が多くなると単純に予想するのではなく、実際に計算して推定しなければならないことが推察される。地球温暖化の影響を検討した結果、温暖化により、概ね凍結融解は活発ではなくなるものの、県によっては、高標高地帯でさらに凍結融解が活発になることが予想された。最後に、積雪がある場合には凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が小さくなる傾向が見られたことから、豪雪地帯では積雪による地表面被覆の影響が大きく表れると推察された。

#### 参考文献

- 1) 堤大三, 藤田正治, 泉山寛明: 気温上昇による土砂生産に対する凍結融解の影響変化予測, 水工学論文集 53, pp.649-654, 2009.
- 2) Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): The AR4 synthesis report, 2007.
- 3) 堤大三, 藤田正治, 伊藤元洋, 手島宏之, 澤田豊明, 小杉賢一朗, 水山高久: 凍結融解による土砂生産に関する基礎的研究—田上山地裸地斜面における現地観測と数値シミュレーション—, 砂防学会誌 59(6), pp.3-13, 2007.
- 4) 気象庁 HP 気象統計情報: <http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html>
- 5) 阿部雅雄, ニノ方兼武, 河原田礼次郎: シラス地帯の地下水特性に関する研究 (第 2 報), 鹿児島大学農学部学術報告 No.15, pp.281-294, 1964.
- 6) 財団法人 日本地図センター: 地理情報データハンドブック, 1998.
- 7) 池淵周一, 椎葉充晴, 寶馨, 立川康人: エース水文学, pp.67-80, 2006.
- 8) 池淵周一, 宮井宏, 友村光秀: 琵琶湖北部域の積雪・融雪・流出調査とその解析, 京都大学防災研究所年報 27B(2), pp.1-24, 1984.
- 9) 手島宏之, 堤大三, 藤田正治, 澤田豊明: 高原川流域における凍結融解による土砂生産量の推定法, 平成 19 年度砂防学会研究発表会概要集, pp.308-309, 2007.
- 10) 近藤純正編著: 水環境の気象学, pp.128-159, 朝倉書店, 2007.
- 11) 寶馨, 甲山治, 小林健一郎, 佐原将史, 倉増銀一, 竹内出, 角谷保: 分布型モデルによる融雪流出解析について—地球

温暖化影響評価を目指して－, 京都大学防災研究所年報 51B, pp.1-10, 2008.

- 12) Anderson, E. A.: Development and testing of snow pack energy balance equations, Water Resources Research 4(1), pp.19-37, 1968.
- 13) 藤田正治, 澤田豊明, 志田正雄, 伊藤元洋 : 高原川流域における土砂生産特性, 水工学論文集 49, pp.1075-1080, 2005

## 第5章 間隙構造変化に基づく様々な風化基岩の土砂化モデル

### 5.1 概説

第4章では、凍結融解強度指数  $I_{FT}$  により、風化基岩の強度が不明であっても、土砂生産量の大小を定性的に推測できることを示した。次に、風化基岩からの土砂生産量を定量的に推測できるよう、様々な地質の風化基岩を対象とした土砂化モデルを開発する。凍結融解作用による基岩の土砂化プロセスを考える場合、岩の力学的性質、温度変化、水分量の全てを考慮する必要があることが、実験もしくは観測結果から明らかとなっている<sup>1)</sup>。そのような観点のもとに Matsuoka<sup>2)</sup>は詳細な実験を行い、基岩の破壊の程度はヤング係数、引張強度、間隙の比表面積、間隙率、飽和度、水分供給、温度勾配に大きく依存することを明らかにしている。また、凍結融解による基岩の破壊メカニズムに関する研究もいくつか行われ、これによると、間隙水の9%体積膨張と間隙内の氷晶析出の2つが、基岩を破壊する主要因として挙げられている<sup>2)</sup>。さらに、例えばチョークについては、氷晶析出による破壊が卓越して起こるなど<sup>4)</sup>、間隙水の9%体積膨張と間隙内の氷晶析出のどちらが卓越して発生するかは地質により異なり、従って凍結融解による破壊メカニズムが地質に依存することが実験的に明らかにされている<sup>5)</sup>。その他、亀裂の破壊に関する理論的な研究もなされている<sup>6)</sup>。

基岩からの土砂生産量を求めようとする試みは Matsuoka<sup>3)</sup>や Fahey and Lefebure<sup>7)</sup>などによって行われている。例えば Matsuoka<sup>3)</sup>は、基岩の破壊量を求めるにあたって重要度の高い3つのパラメータ、すなわち飽和度、基岩の引張強度、凍結融解回数を用いて、基岩の破壊量を推定する経験式を提案している。しかしながら、Matsuoka<sup>3)</sup>や Fahey and Lefebure<sup>7)</sup>などの推定方法は本来、比較的新鮮な基岩を対象としたものであり、構造が大きく変化した風化基岩に対して適用できるか否かは不明である。また、仮にこれら既存の推定式を適用するとしても、情報として引張強度が必要となる。強度が小さく整形が難しい風化基岩について、試験により引張強度を求めることは困難である。近年では、堤ら<sup>8)</sup>により風化基岩からの土砂生産量を凍結融解回数と相関づけて、凍結融解回数から推定する方法が提案されている。しかしながら、この方法は田上山地の風化花崗岩についてのみ適用されるものであり、その他の地質について適用できるか否かの検討はなされていない。

本章では、様々な地質を考慮した、汎用性の高い土砂化モデルを開発することを目的として検討を行った。第2章では、田上山地の風化花崗岩について、間隙構造の変化の視点から土砂化プロセスを明らかにするべく、観測及び実験を行った。その結果、間隙率が徐々に増加し、間隙率がある閾値に達すれば土砂化するという土砂化プロセスが考えられた。これは、風化花崗岩が土砂化するためには、規定回数以上の凍結融解を経験しなければならないことを意味している。従って、田上山地の風化花崗岩については、上記の堤ら<sup>8)</sup>によって提案された「規定回数以上の凍結融解を経験した風化基岩は土砂化する」という土砂化モデルが妥当と思われる。その他の地質の風化基岩については、田上山地の風化花崗岩と同じ土砂化プロセスが適用できるとは限らないとはいえ、同じく間隙水の9%凍結膨張あるいは氷晶析出による間隙構造の破壊が生じると考えられる。つまり、凍結融解を経験すれば、間隙率は当然変化していくはずであり、間隙構造の変化の視点から土砂化プロセスを説明でき、土砂化モデルを構築できる可能性が高い。

以上のことから、様々な地質の風化基岩を対象とした実験により、凍結融解による間隙率の変化量および

土砂化量を調べることにした。実験に用いた風化基岩サンプルは、田上山地の風化花崗岩、ヒル谷源頭部の風化花崗斑岩、大黒谷ダム上流の風化砂岩と風化頁岩、福井県石徹白川流域上流の風化流紋岩である。そして、様々な地質の風化基岩についての土砂化プロセスを考察し、これを基礎に土砂化モデルを提案した。なお、土砂化モデルを用いて土砂生産量を推定するとともに、生産される土砂の粒度分布やウォッシュロード成分の存在割合を予め知ることができれば、これらの情報を河床変動解析の入力データとして用いることができ、有用である。そこで、生産された土砂の粒度分布やウォッシュロード成分の存在割合を、地質ごとに調べるとともに、基岩からの土粒子の生成プロセスを考察した。

## 5.2 風化基岩の破壊のモデル化

### 5.2.1 間隙構造変化に着目した破壊実験

凍結融解による破壊に伴う風化基岩の間隙率の変化傾向と、土砂化量を知るため、コンクリートの凍結融解試験（JIS A1148）用の試験機を用いて実験を行った。以下にその詳細を述べる。

#### (1) 風化基岩の採取方法とサンプルの作成

実験に用いる風化基岩は、田上山地にある裸地斜面の風化花崗岩、ヒル谷上流部にある裸地斜面の風化花崗斑岩、大黒谷ダム上流にある裸地斜面の風化砂岩と風化頁岩、九頭竜川水系にある石徹白川流域上流の風化流紋岩とした。田上山地、ヒル谷源頭部、大黒谷ダム上流の裸地斜面は、2.3.1(1)で述べたのと同じ裸地斜面である。石徹白川流域の裸地斜面は福井県東部に位置し、標高は約 1000 m、東経 136.74°、北緯 35.97°、斜面の向きは東である。勾配は測定していないため不明であるが、45°～60°程度である。

風化花崗岩については、2.3.1(3)で述べたのと同じ方法により、長径 10～20 cm 程度の球形の風化基岩塊を採取した。風化基岩塊の整形は行わず、そのまま用いた。サンプル数は 3 個である。風化花崗斑岩については、サンプリング対象の裸地斜面では風化がよく進行していて脆く、田上の風化花崗岩と同様の方法で採取しようとしても、採取し終えた段階で破碎することが多かった。ただし、脆い箇所とともに比較的硬い箇所も存在しているため、硬い箇所にペグを差し込み、こぶし大の風化基岩塊をはぎ取るようにして採取した。なお、風化基岩塊は亀裂を含むものを採取するようにし、整形は行わなかった。サンプル数は 6 個である。風化砂岩と風化頁岩については、裸地斜面の表面から深さ 1 m までを、スコップとつるはしを用いて掘り出し、表出した人頭大～長径 60 cm の風化基岩塊を採取する方法をとった。その後、実験室で風化基岩塊をペグで割り、長径 20 cm 程度の球形に分解した。風化砂岩のサンプル数は 6 個、風化頁岩のサンプル数は 9 個である。風化流紋岩は、風化花崗岩に比べると強度が高く、裸地斜面から風化基岩塊を取り出すのは困難であった。そこで、裸地斜面下部に転がっていた岩塊のうち、こぶし大～長径 20 cm 程度のもので、亀裂を多く含むものを採取した。採取した風化基岩塊の整形は行わず、そのまま用いた。サンプル数は 12 個である。

#### (2) 実験手順

実験は JIS A1148 コンクリートの凍結融解試験法（気中凍結水中融解試験法）を参考として行った<sup>9)</sup>。実験は、1)初期間隙率  $n_0$  を測定する、2)サンプルを水槽に入れ、飽和させる、3)凍結融解試験機内にサンプルを置き、試験機内温度を -25°C として 1.5 時間かけて凍結、その後、試験機内に水温 20°C の水を充填し、1.5 時間かけて水中で融解させる、4)凍結融解 1 回後の間隙率  $n_1$  を測定する、5)サンプルを 2 グループに分け、一方は手順 2)～3)をさらに 4 回、他方は同手順をさらに 9 回実施する、6)凍結融解 5 回後および 10 回後の間隙

表 5.1 風化基岩の実質部分の密度 $\rho_{dry}$ とみかけの密度 $\rho_{rock}$ 

	$\rho_{dry} [g/cm^3]$	$\rho_{rock} [g/cm^3]$
Weathered granite	2.83	1.62
Weathered granite porphyry	2.37	2.24
Weathered sandstone	2.72	1.86
Weathered shale	2.79	2.33
Weathered rhyolite	2.65	2.35

率 ( $n_5, n_{10}$ ) を測定する, という手順で行った。

間隙率の測定の際には, デジタルカメラで破壊の進行具合を記録した。なお, サンプルに直接触れると破壊する恐れがあったため, 全てビニール袋に入れ, ビニール袋ごと水沈および試験機への出し入れを行った。ビニール袋には小さな穴を空けてあり, この穴を通して水が流入, 排出するようにした。

また, 風化基岩サンプルの内部まで凍結融解が行われることを確認するため, 次のような処置を行った。すなわち, 風化基岩サンプルと同時に, 熱電対を中心部に差し込んだコンクリートの試験片 (20 cm × 20 cm × 40 cm) を置き, コンクリートの中心温度が氷点下および氷点上になっていることを確認した。コンクリートの熱拡散係数  $\lambda_G / \rho_G c_G$  ( $7.8 \times 10^{-7} \sim 1.1 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ )<sup>10)</sup> と風化基岩のそれ ( $6.6 \times 10^{-7} \sim 1.4 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ )<sup>11)</sup> とは同じ程度の値であるため, コンクリートの中心温度は風化基岩の中心温度にほぼ等しいと見なした。

### (3) 間隙率の測定方法

凍結融解  $i$  回経験後の間隙の体積  $V_{pore,i}$  は, 凍結融解  $i$  回経験後の飽和質量  $m_{sat,i}$  と凍結融解  $i$  回経験後の乾燥質量  $m_{dry,i}$ , 水の密度  $\rho_w$  から求めた;

$$V_{pore,i} = (m_{sat,i} - m_{dry,i}) / \rho_w \quad (5.1)$$

ただし, 水の密度  $\rho_w = 1.0 \text{ g/cm}^3$  とした。凍結融解  $i$  回経験後の風化基岩全体の体積  $V_i$  は水置換法により得られるが, この方法は一般的に測定誤差が大きいため, 測定回数を増やすことで精度を向上させる必要がある。しかしながら, 実験で使用する風化基岩サンプルは脆く, 多数回の測定の最中に破壊が生じる可能性が高い。そこで, 精度の向上を図りつつ, 測定回数を最小限に抑えるような測定方法とした。つまり, 実験を行う前に, 各地質のから任意の一つ, 風化基岩サンプルを抽出し, これについて風化基岩の実質部分 (固相部分) の乾燥密度  $\rho_{dry}$  を求めておく。そして凍結融解  $i$  回経験後の風化基岩全体の体積  $V_i$  を, 凍結融解  $i$  回経験後の飽和質量  $m_{sat,i}$ , 凍結融解  $i$  回経験後の乾燥質量  $m_{dry,i}$ , 風化基岩の実質部分の乾燥密度  $\rho_{dry}$  から

$$V_i = m_{dry,i} / \rho_{dry} + (m_{sat,i} - m_{dry,i}) / \rho_w \quad (5.2)$$

で求めることとした。式(5.2)の右辺第 1 項は風化基岩の実質部分の体積, 右辺第 2 項は間隙の体積である。風化基岩の実質部分の乾燥密度  $\rho_{dry}$  は, 凍結融解実験を行う前に, 水置換法により初期の風化基岩全体の体積  $V_0$  を求めておき,

$$\rho_{dry} = m_{dry,0} / (V_0 - V_{pore,0}) \quad (5.3)$$

から求めた。表 5.1 に風化基岩の実質部分の乾燥密度  $\rho_{dry}$  を示す。表 5.1 には風化基岩全体の乾燥密度  $\rho_{rock}$  も示す。 $\rho_{rock}$  は

$$\rho_{rock} = m_{dry,0} / V_0 \quad (5.4)$$

から求めることができる。

従って, 実験前に各地質から選出した 1 つの風化基岩サンプルについて, 初期の風化基岩全体の体積  $V_0$  を求めておけば, 実験中には凍結融解  $i$  回経験後の飽和質量  $m_{sat,i}$  と, 凍結融解  $i$  回経験後の乾燥質量  $m_{dry,i}$  の測定を行うだけで, 凍結融解  $i$  回経験後の間隙率  $n_i$  を求めることができる;

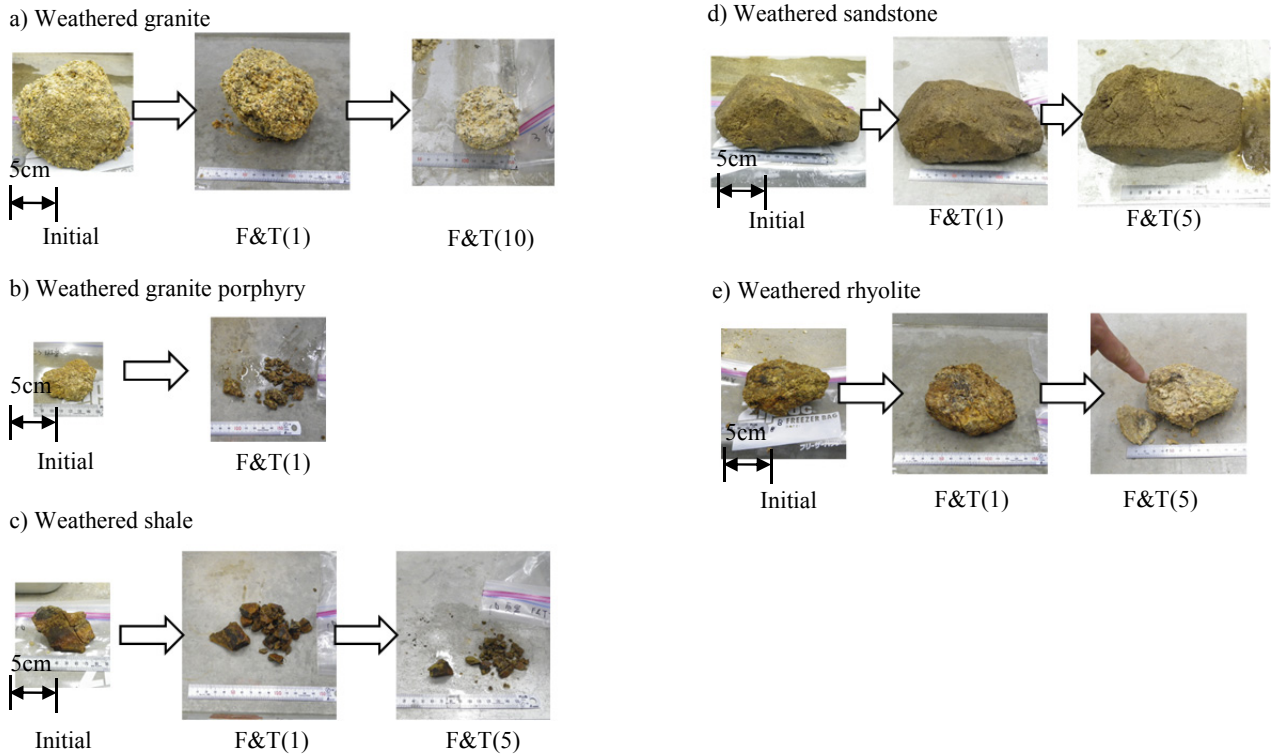


図 5.1 凍結融解による風化基岩サンプルの破壊過程：F&T( $i$ )は凍結融解を  $i$  回経験した状態であることを示す

$$n_i = V_{pore,i} / V_i \quad (5.5)$$

ただし本来は、各風化基岩サンプルごとに実質部分の乾燥密度 $\rho_{dry}$ は異なり、また風化基岩の実質部分の乾燥密度 $\rho_{dry}$ が凍結融解の過程で変化する可能性があるため、その分だけ信頼性に欠ける簡便な方法といえる。なお、ガウスの誤差伝播の法則より風化基岩の実質部分の乾燥密度 $\rho_{dry}$ と間隙率の測定誤差を計算すると、それぞれ $\pm 0.12 \text{ g/cm}^3$ 、 $\pm 0.01$ であった。

実験が進むにつれ、サンプルによっては土砂化が進み、初期の状態から体積が減少した。この場合は、凍結融解後に分解した岩塊のうち、最も体積の大きいものを目視で選出し、これについて実験を続けた。また、分解した全ての岩塊の長径が 2 cm 以下となったときには、完全に土砂化したとして実験を終了した。

#### (4) 風化基岩の破壊の様子

図 5.1 は凍結融解による風化基岩の破壊過程を示す。図 5.1 中の F&T( $i$ )は、凍結融解を  $i$  回経験したということを示す。図 5.1 を見ると、風化花崗岩、風化花崗斑岩、風化頁岩は、凍結融解を繰り返し受けることにより岩塊の分解が著しく進行していることが分かる。図には示していないが、その他のサンプルでも同様であった。一方で風化砂岩、風化流紋岩は、これら 3 つの風化基岩に比べて破壊の程度が小さいことが分かる。しかも、サンプルの表面からわずかに土砂が生じる程度であった。風化砂岩、風化流紋岩の、図に示していないその他のサンプルでも、全く破壊しないか、破壊してもサンプル表面からわずかに土砂化する程度であった。風化花崗岩、風化花崗斑岩、風化頁岩は、微小な亀裂や間隙が多く見られたため、サンプル自体の強度が低く、よって風化に対する抵抗力が比較的小さかったものと考えられる。一方の風化砂岩や風化流紋岩は、そのような亀裂および間隙が少なく、よって風化に対する抵抗力が比較的大きかったものと考えられる。

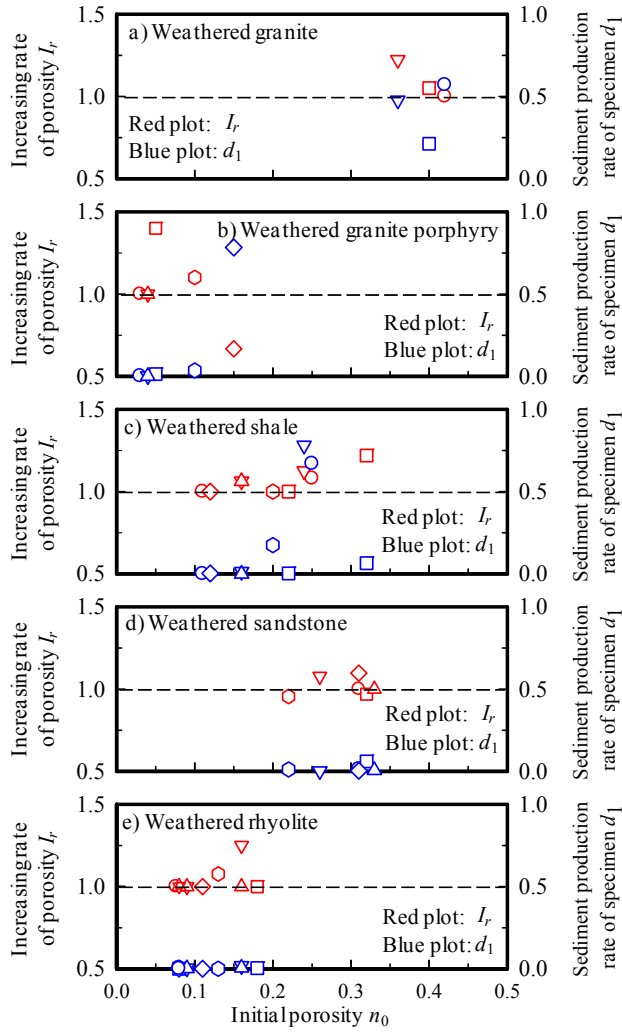


図 5.2 凍結融解 1 回での間隙率の増加率  $I_r$  および土砂化率  $d_1$  と初期間隙率  $n_0$  との関係

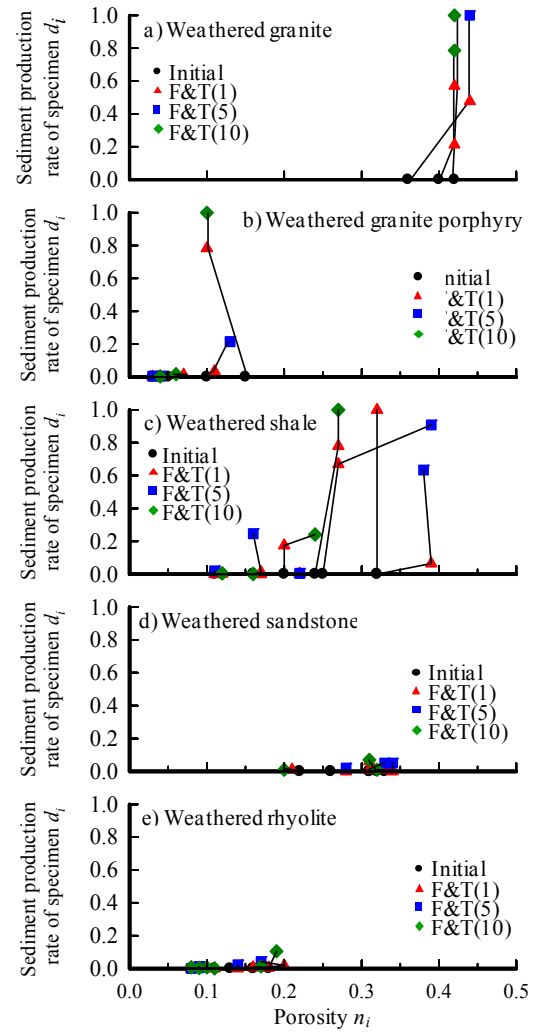


図 5.3 凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  と間隙率  $n_i$  との関係

#### (5) 凍結融解による間隙率および質量の変化

次に、凍結融解による間隙率と乾燥質量の変化の傾向について検討する。間隙率の変化は、式(2.25)で計算される、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  で表す。再掲すると

$$I_r \equiv n_1 / n_0 \quad (2.25)$$

である。乾燥質量の変化は、式(5.6)の凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  [-] で表す；

$$d_i = (m_{dry,0} - m_{dry,i}) / m_{dry,0} \quad (5.6)$$

凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i = 0$  は、破壊は全く起こらなかったことを示し、 $d_i = 1$  は完全に土砂化したことを示す。 $0 < d_i < 1$  のときは、風化基岩の一部が土砂化していることを表し、 $d_i$  が大きいほど土砂化量が多いことを表す。

図 5.2 は、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  と初期間隙率  $n_0$  との関係、および凍結融解 1 回後の風化基岩の土砂化率  $d_1$  と初期間隙率  $n_0$  との関係を示す。また図 5.3 は、凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  と凍結融解  $i$  回後の間隙率  $n_i$  の関係を示す。

#### a) 風化花崗岩，風化花崗斑岩，風化頁岩

まず、図 5.1 に示す凍結融解による風化基岩の破壊の様子から、破壊の程度が著しい風化花崗岩，風化花



崗斑岩、風化頁岩についてまとめて考察する。凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  について見てみる。**図 5. 2a)~c)** より、風化花崗岩、風化花崗斑岩および風化頁岩のほとんどのサンプルについて、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  は 1.0 ~ 1.3 の値を示していることが分かる。従って、風化花崗岩、風化花崗斑岩および風化頁岩は、凍結融解により間隙率が増加する傾向にあることが分かる。これは、間隙の新たな発生や、既にある間隙の拡大が原因であると考えられる。初期間隙率  $n_0 = 0.15$  の風化花崗斑岩サンプルは、凍結融解により間隙率が減少している (**図 5. 2b**)。これは風化基岩塊の中でも間隙率にばらつきがあるためである。これをもう少し詳しく説明する。1 つの風化基岩塊の中には、間隙率の高い部分と間隙率の低い部分が混在している。しかし、測定により得られる間隙率は、いわば風化基岩塊全体の平均的な値であると言える。凍結融解によって風化基岩塊の一部が土砂化するとすれば、岩の構造として残存するのは間隙率が小さい部分である。なぜなら、一般に間隙率と風化基岩の強度とは、負の相関があると考えられるからである。従って、凍結融解後に間隙率を測定すれば、凍結融解前よりも間隙率が減少することがあり、これが原因であると思われる。

次に、風化花崗岩、風化花崗斑岩および風化頁岩の、凍結融解 1 回後の土砂化率  $d_1$  について見てみる。**図 5. 2a)~c)** より、多くのサンプルで凍結融解 1 回後の土砂化率  $d_1$  は、0 より大きな値を示しており、凍結融解 1 回で風化基岩サンプルの一部が土砂化していることが分かる。また、初期間隙率  $n_0$  が大きいほど、凍結融解 1 回後の土砂化率  $d_1$  が大きくなる傾向が見られ、正の相関があるように推察される。これは、間隙率が大きいほど強度は小さい傾向があるので、間隙率が高く、強度の小さい風化基岩サンプルほど、凍結融解により破壊が進行しやすい傾向にあったことが原因と考えられる。

なお、風化頁岩サンプルのいくつかは、凍結融解実験の前に行う給水過程で分解する場合があったということに注意しておく必要がある (**図 5. 4**)。頁岩などの粘土質の基岩は、膨潤現象という、粘土鉱物の水和反応による粘土鉱物自体の膨張が発生し<sup>12)</sup>、膨張圧によって岩の構造破壊が発生することが知られている。本実験で対象とした風化頁岩についても、この膨潤による破壊が生じたものと思われる。膨潤が発生するような岩は、乾湿の繰り返しによる破壊も無視できないので、風化頁岩は凍結融解による破壊だけでなく、乾湿風化による破壊も考慮する必要があると言える。なお、凍結融解実験の前に膨潤現象によって分解した場合は、最も体積の大きな風化基岩塊について実験を行うこととした。

次に、凍結融解  $i$  回後の風化基岩の土砂化率  $d_i$  と、凍結融解  $i$  回後の風化基岩の間隙率  $n_i$  との関係を考察する。**図 5. 3a)**、**図 5. 3c)** より、風化花崗岩及び風化頁岩は、凍結融解により土砂化が徐々に進行し、凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  が大きな値を示していることが分かる。また、間隙率が風化花崗岩では約 0.4、風化頁岩では約 0.27 を超えると、 $d_i$  の値が 1.0 程度まで大きくなる傾向にあることが分かる。従って、間隙率がこの値を超えると、土砂化が急速に進行するものと考えられる。2.7 で述べたように、風化花崗岩については、凍結融解により間隙率は徐々に増加し、ある値に達すれば土砂化するという土砂化プロセスが考えられたが、凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  という指標からも、そのプロセスの妥当性が確認されたと言える。さらに、風化頁岩についても、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  が 1.0 より大きな値を示すことから (**図 5. 2c**)、風化花崗岩と同様の土砂化プロセスが、風化頁岩にも適用できると考えられる。

**図 5. 3b)** の風化花崗斑岩の結果を見ると、初期間隙率  $n_0$  が 0.15 のサンプルについては、凍結融解 1 回後、10 回後の土砂化率  $d_1$ 、 $d_{10}$  がそれぞれ 0.78、1.0 と大きな値を示し、著しく破壊が進行していることが分かるが、そのほかのサンプルではそれほど土砂化が発生していない。しかしながら、現地裸地斜面の風化花崗斑岩は、風化の程度が著しく強度が低いこと、花崗岩と花崗斑岩は成因や構造がよく似ていること、**図 5. 2b)** より、凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  が 1.0 より大きな値を示すことから、田上の風化花崗岩と同様の土砂化プロセスが適用できるものと考えられる。実験結果から、サンプル数が少ないために断言できな



図 5.4 膨潤現象により破壊した頁岩

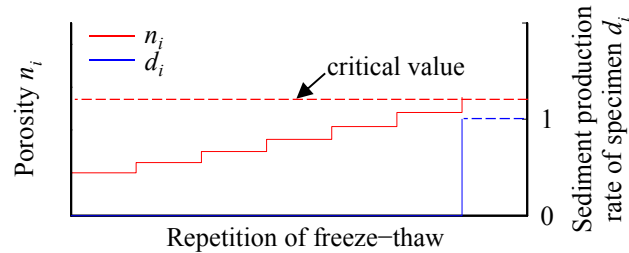


図 5.5 土砂化プロセスの概念図（風化花崗岩，風化花崗斑岩，風化頁岩）

いものの，間隙率が約 0.1 になれば，土砂化が急速に進行すると予想される。

以上より，風化花崗岩，風化花崗斑岩，風化頁岩の 3 つ風化基岩は，凍結融解による破壊の程度が著しく，凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  も 1.0 より大きな値を示し，かつ間隙率がある閾値に達すれば土砂化するという点で共通している。従って，これら風化基岩については，田上の風化花崗岩について得られた土砂化プロセスが適用できるものと思われる。その土砂化プロセスの概念図を示すと図 5.5 のようになる。図 5.5 では，凍結融解を経験するごとに間隙率が徐々に増加し，間隙率が閾値に達すれば，凍結融解  $i$  回後の風化基岩の土砂化率  $d_i$  が 0 から一気に 1 へと変化して土砂化することを表している。実際には，間隙率が閾値に達するまでの間にも土砂化が進行すると考えられるが，大まかな土砂化プロセスをモデル化するためにこの点は無視している。土砂化のための間隙率の閾値は，風化花崗岩で約 0.4，風化花崗斑岩で約 0.1，風化頁岩で約 0.27 である。

#### b) 風化砂岩，風化流紋岩

次に，図 5.1 で凍結融解による破壊の進行が緩やかな傾向にあった，風化砂岩および風化流紋岩について考察する。これらの風化基岩サンプルについては，それぞれ 2, 3 個のサンプルについて，凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  が 1.0 より大きな値となっているが，その他のサンプルについてはほぼ 1.0 であり，間隙率は増加しない傾向が見られる（図 5.2d，図 5.2e）。また，凍結融解 1 回あたりの風化基岩の土砂化率  $d_1$  も，最大で 0.1 と非常に小さな値となっている（図 5.3d，図 5.3e）。図 5.1 で，凍結融解による破壊はわずかである傾向が見られたが，凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$ ，および凍結融解 1 回あたりの土砂化率  $d_1$  もそれほど大きな値を示していないことから，定量的にも凍結融解による破壊はわずかであることが分かる。間隙率の増加が無視できるのは，そもそも基岩自体の強度が高く，水の凍結膨張圧に対する抵抗力が大きいためと考えられる。

凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  と，凍結融解  $i$  回後の間隙率  $n_i$  の関係を考察する。図 5.3d)，図 5.3e) では関係が読み取りにくいので，凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  の表示範囲を  $0 \leq d_i \leq 1$  から  $0 \leq d_i \leq 0.15$  に変えたものを図 5.6 に示す。図 5.6 より，凍結融解回数が増えるにつれて，凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  は大きくなっていることが分かる。しかしながら，風化花崗岩に比べれば  $d_i$  の増加量はわずかである。従って，風化砂岩

及び風化流紋岩については、破壊の様子、凍結融解1回あたりの間隙率の増加率  $I_r$ 、凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  のいずれも、風化花崗岩などとは異なる傾向を示すことが分かる。なお、図 5.6 を見ると、間隙率が大きいほど、凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  の増加量が大きい傾向にあることが分かる。よって、凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  の増加はわずかとはいえ、間隙率により  $d_i$  の値は変化するといえる。

以上より、風化砂岩及び風化流紋岩は、凍結融解による破壊の程度がわずかで、風化花崗岩等とは土砂化プロセスが異なるものと思われる。凍結融解回数が増えるにつれて凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  は徐々に大きくなっていることから、土砂化プロセスとしては、凍結融解を経験するごとに徐々に土砂化する、と考える方が妥当と思われる。図 5.7 は、これら2つの風化基岩についての土砂化プロセスの概念図である。実験の結果から、凍結融解による間隙率の増加は無視できるほど小さかったため、間隙率は常に一定と考えている。その代わりに、凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  が徐々に大きくなっていて、土砂化が徐々に進行することを表している。

次に、凍結融解1回あたりの土砂化深さ  $\Delta l_1$  [m] を求めることを考える。 $\Delta l_1$  が分かれば、これを現地裸地斜面において、凍結融解1回で土砂化する深さであると見なすことができ、有用である。さらに、図 5.7 のように、凍結融解によって徐々に土砂化が進行することを踏まえると、凍結融解  $i$  回経験後の風化基岩の土砂化深さ  $\Delta l_i$  [m] は

$$\Delta l_i = \Delta l_1 \cdot i \quad (5.7)$$

で表すことができると考えられる。ここに、 $i$  は凍結融解の回数[-]である。

図 5.7 より、凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  は凍結融解回数に比例すると考えられる；

$$d_i = \kappa \cdot i \quad (5.8)$$

ここに、 $\kappa$  は比例定数[-]である。仮定として、比例定数  $\kappa$  は凍結融解1回後の風化基岩の土砂化率  $d_1$  に等しく、一定値であると考える；

$$\kappa = d_1 \quad (5.9)$$

さらに、図 5.6 より、凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  と初期間隙率  $n_0$  とは正の相関関係にあると考えられることから、凍結融解1回後の土砂化率  $d_1$  を初期間隙率  $n_0$  の関数として表すことを考える。線形回帰分析により、 $d_1$  と  $n_0$  の関係は、風化砂岩について以下ようになる；

$$d_1 = 0.149n_0 - 0.0271 \quad (n_0 \geq 0.182) \quad (5.10)$$

また風化流紋岩については

$$d_1 = 0.0711n_0 - 0.0039 \quad (n_0 \geq 0.055) \quad (5.11)$$

となる。式(5.10)の適用されるのは、初期間隙率  $n_0$  が 0.182 以上、式(5.11)の適用されるのは初期間隙率  $n_0$  が 0.055 以上であり、 $n_0$  がこれ以下の場合には、追加実験を行う必要がある。しかしながら、本実験では風化砂岩の初期間隙率が 0.182 を、風化流紋岩の初期間隙率が 0.055 を下回ることは無かったため、式(5.10)、(5.11)をそのまま適用する。凍結融解により間隙率は変わらないという仮定から（図 5.7）、式(5.8)、(5.9)、(5.10)より、凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  は、風化砂岩について

$$d_i = d_1 \cdot i = (0.149n_0 - 0.0271) \cdot i \quad (i = 0, 1, 2, \dots) \quad (5.12)$$

となり、風化流紋岩については式(5.7)、(5.8)、(5.11)より、

$$d_i = d_1 \cdot i = (0.0711n_0 - 0.0039) \cdot i \quad (i = 0, 1, 2, \dots) \quad (5.13)$$

となる。しかし、式(5.12)、(5.13)では  $d_i$  を過大に評価することになった。そこで、試行錯誤的に式(5.9)の比例定数  $\kappa$  を

$$\kappa = d_1 / 2 \quad (5.14)$$

とした。すると、式(5.12)、(5.13)は以下のように書き直される；

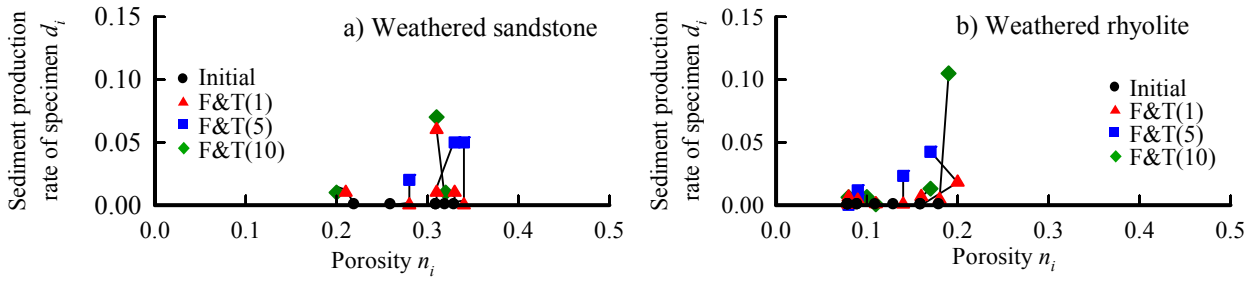
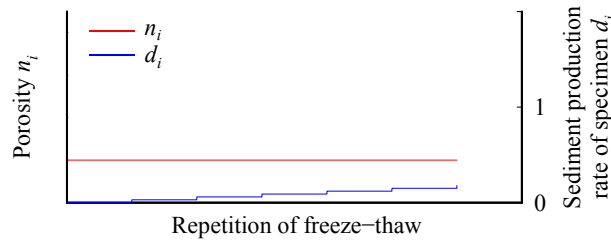
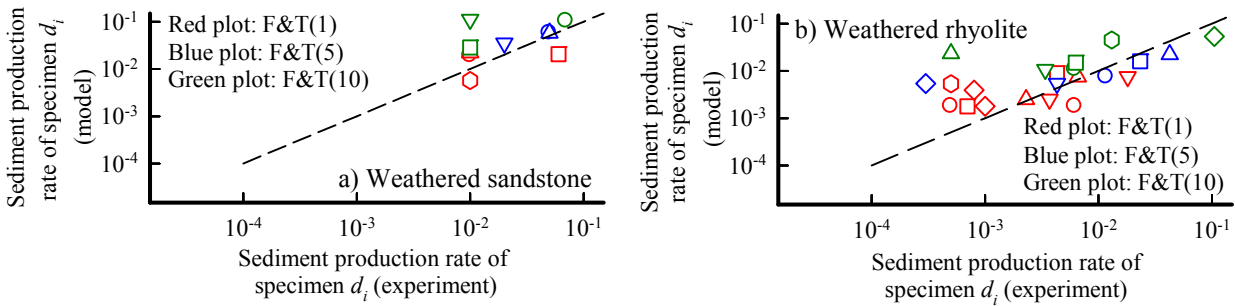
図 5.6 凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  と凍結融解  $i$  回後の間隙率  $n_i$  との関係(0 ≤  $d_i$  ≤ 0.15) : a) 風化砂岩, b) 風化流紋岩

図 5.7 土砂化プロセスの概念図（風化砂岩，風化流紋岩）

図 5.8 凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  の推定値と実験値の比較 : a) 風化砂岩, b) 風化流紋岩

$$d_i = \frac{d_1}{2} \cdot i = \frac{(0.149n_0 - 0.0271)}{2} \cdot i \quad (i = 0, 1, 2, \dots) \quad (5.15)$$

$$d_i = \frac{d_1}{2} \cdot i = \frac{(0.0711n_0 - 0.0039)}{2} \cdot i \quad (i = 0, 1, 2, \dots) \quad (5.16)$$

図 5.8 は凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  の推定値と実験値の違いを表した図である。図 5.8a) は式(5.15)を用いて得られた、風化砂岩についての、凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  の推定値と実験値の違いを、図 5.8b) は式(5.16)を用いて得られた、風化流紋岩についての  $d_i$  の推定値と実験値の違いを表す。図 5.8 に示す点線は、凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  の推定値と実験値が一致する点を連ねてできるものである。図 5.8 を見ると、プロットが点線の周辺に集まっていることが分かる。従って、凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  の推定値と実験値は概ね一致しており、凍結融解  $i$  回後の土砂化率  $d_i$  を、式(5.15)、(5.16)から推定することができることを示している。

続いて、凍結融解 1 回後の土砂化率  $d_1$  を、凍結融解 1 回あたりの土砂化深さ  $\Delta l_1$  に変換する。凍結融解 1 回あたりの土砂化深さ  $\Delta l_1$  を知るためには、風化基岩サンプルの表面積  $A_s$  [  $\text{m}^2$  ]を知る必要がある。なぜなら、風化基岩サンプルの表面積  $A_s$  と凍結融解 1 回あたりの土砂化深さ  $\Delta l_1$  の積が、凍結融解 1 回あたりに風化基岩

サンプルの表面から剥離した土砂の体積となるからである；

$$A_s \Delta l_1 = V_0 - V_1 \quad (5.17)$$

しかし、風化基岩サンプルの表面は凹凸があるため、風化基岩サンプルの表面積  $A_s$  を求めることは困難である。そこで、仮想的に風化基岩サンプルは球体と考える。この場合、凍結融解 1 回あたりの土砂化深さ  $\Delta l_1$  は、凍結融解 1 回後の風化基岩サンプル全体の体積  $V_1$  と

$$V_1 = \frac{4}{3} \pi (l_0 - \Delta l_1)^3 \quad (5.18)$$

で関係づけることができる。ここに、 $l_0$  は風化基岩サンプルを球体と仮定した場合における、球の半径の初期値[ m ]であり、

$$l_0 = \frac{3}{4\pi} (V_0)^{1/3} \quad (5.19)$$

から求められる。式(5.18)の右辺を展開し、凍結融解 1 回あたりの土砂化深さ  $\Delta l_1$  は、 $l_0$  に比べれば微小な値と考えられることを踏まえ、高次の項を無視すると、

$$V_1 = V_0 - 4\pi l_0^2 \Delta l_1 \quad (5.20)$$

となる。式(5.20)は、凍結融解 1 回経験後の風化基岩サンプル全体の体積  $V_1$  が、初期の風化基岩サンプル全体の体積  $V_0$  と、サンプルの表面積  $4\pi l_0^2$  と凍結融解 1 回経験後の土砂化深さ  $\Delta l_1$  の積 ( $4\pi l_0^2 \Delta l_1$ ) の差として計算されることを示す。式(5.20)より、凍結融解 1 回経験後の土砂化深さ  $\Delta l_1$  が以下のように表される；

$$\Delta l_1 = (V_0 - V_1) / (4\pi l_0^2) \quad (5.21)$$

式(5.21)中にある  $l_0$  は、初期の風化基岩サンプル全体の体積  $V_0$  が分かっているれば、式(5.19)から求められる。従って、式(5.21)は初期の風化基岩サンプル全体の体積  $V_0$  と、凍結融解 1 回経験後の風化基岩サンプル全体の体積  $V_1$  から計算することができる。これら 2 つは実験により求められるので、式(5.21)から計算される、凍結融解 1 回経験後の土砂化深さ  $\Delta l_1$  は実験値と見なしうる。さらに凍結融解  $i$  回経験後の土砂化深さ  $\Delta l_i$  の実験値は、式(5.7)、(5.21)から

$$\Delta l_i = \Delta l_1 \cdot i = (V_0 - V_1) / (4\pi l_0^2) \cdot i \quad (5.22)$$

で求めることができる。

最後に、凍結融解 1 回経験後の土砂化深さ  $\Delta l_1$  を、式(5.15)あるいは式(5.16)で凍結融解回数  $i=1$  とおいて得られる、凍結融解 1 回後の土砂化率  $d_1$  の推定式を用いて表現することを考える。まず、式(5.6)、(5.20)から、 $d_1$  を凍結融解 1 回経験後の土砂化深さ  $\Delta l_1$  で表現する；

$$d_1 = (m_{dry,0} - m_{dry,1}) / m_{dry,0} = (V_0 - V_1) \rho_{rock} / m_{dry,0} = 4\pi l_0^2 \Delta l_1 \rho_{rock} / m_{dry,0} \quad (5.23)$$

式(5.23)を凍結融解 1 回経験後の土砂化深さ  $\Delta l_1$  について整理し、式(5.8)、(5.14)を用いれば、 $\Delta l_1$  の推定式を得る；

$$\Delta l_1 = (\kappa/2) \cdot m_{dry,0} / (4\pi l_0^2 \rho_{rock}) \quad (5.24)$$

さらに、式(5.24)を用いれば、凍結融解  $i$  回経験後の土砂化深さ  $\Delta l_i$  を

$$\Delta l_i = \Delta l_1 \cdot i = (\kappa/2) \cdot m_{dry,0} / (4\pi l_0^2 \rho_{rock}) \cdot i \quad (5.25)$$

から推定することができる。

図 5.9 は凍結融解  $i$  回経験後の土砂化深さ  $\Delta l_i$  と凍結融解回数の関係を表す。図 5.9a) は風化砂岩についての関係で、図 5.9b) は風化流紋岩についての関係である。また、図 5.9 に黒線で示すのは式(5.21)、(5.22)から計算される凍結融解  $i$  回経験後の土砂化深さ  $\Delta l_i$  の実験値であり、赤線で示すのは式(5.24)、(5.25)から計算される  $\Delta l_i$  の推定値である。

図 5.9a) を見ると、風化砂岩に関する凍結融解 1 回経験後の土砂化深さ  $\Delta l_1$  の実験値は 0.03 ~ 1.0 mm である

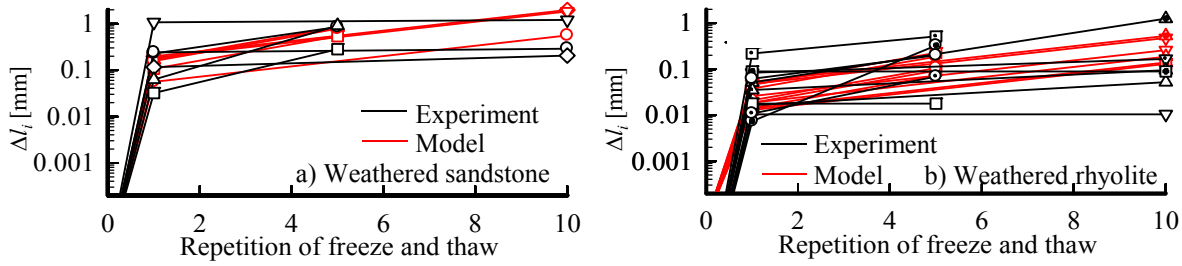


図 5.9 凍結融解  $i$  回経験後の土砂化深さ  $\Delta_i$  と凍結融解回数の関係（色の異なる同形のシンボルは同じサンプルを表す）：a) 風化砂岩，b) 風化流紋岩

ことが分かる。一般に砂の粒径は  $0.075 \sim 20 \text{ mm}$  であるから、凍結融解 1 回による土砂化深さは、砂の粒径程度であると言える。また図 5.9a) より、凍結融解 1 回経験後の土砂化深さ  $\Delta_1$  の推定値は  $0.06 \sim 0.2 \text{ mm}$  であることが分かる。これらの結果から、実験値と推定値は概ね同じ範囲内にあることが分かる。さらに、凍結融解 10 回経験後の土砂化深さ  $\Delta_{10}$  の実験値、推定値はそれぞれ  $0.2 \sim 1.2 \text{ mm}$ 、 $0.5 \sim 2.0 \text{ mm}$  であることから、実験値と推定値は概ね一致していることが分かる。以上より、凍結融解を経験するごとに土砂は生産され、生産される土砂の深さは、最大でも砂の粒径程度であると考えられる。

次に、風化流紋岩について検討する。図 5.9b) を見ると、凍結融解 1 回経験後の土砂化深さ  $\Delta_1$  の実験値は  $0.01 \sim 0.22 \text{ mm}$  であることが分かる。土砂化深さが  $0.25 \text{ mm}$  以下であることから、凍結融解を経験するごとに発生する土砂の深さは、細砂やシルトの粒径程度であると考えられる。また、図 5.9b) より、凍結融解 1 回経験後の土砂化深さ  $\Delta_1$  の推定値は  $0.01 \sim 0.05 \text{ mm}$  である。さらに、凍結融解 10 回経験後の土砂化深さ  $\Delta_{10}$  の実験値、推定値はそれぞれ  $0.01 \sim 1.2 \text{ mm}$ 、 $0.13 \sim 0.52 \text{ mm}$  であることから、実験値と推定値は概ね一致していることが分かる。以上より、風化流紋岩に関しても、凍結融解を経験するごとに土砂は生産され、生産される土砂の深さは、最大でも砂の粒径程度であると考えられる。

## 5.2.2 実験結果から提案される土砂化モデル

実験結果から得られた知見を基に、裸地斜面において土砂生産量を推定する風化基岩の土砂化モデルを提案する。

### (1) 風化花崗岩，風化花崗斑岩，風化頁岩

風化花崗岩，風化花崗斑岩，風化頁岩に関しては、5.2.1(5)で述べたように、凍結融解を経験するごとに間隙率が徐々に増加し、間隙率がある値に達すれば土砂化するという土砂化プロセスが考えられる。これを数式で表現したのが式(2.30)である。再掲すると、

$$n_c = n_x (I_r)^{rep_c} \quad (2.30)$$

である。ここに、 $n_c$  は土砂化する時の間隙率、 $n_x$  は凍結融解を経験する前の間隙率、 $I_r$  は凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率、 $rep_c$  は土砂化するのに必要な凍結融解回数である。これはつまり、 $rep_c$  以上の凍結融解を経験した風化基岩層は土砂化するということを意味する。風化花崗岩，風化花崗斑岩，風化頁岩の土砂化モデルを図示すると、図 5.10 のようになる。風化花崗岩，風化花崗斑岩，風化頁岩からの土砂生産量の推定は、生産された土砂が凍結融解期の最後まで裸地斜面上に残存すると仮定すると、以下の手順で行うことができる；



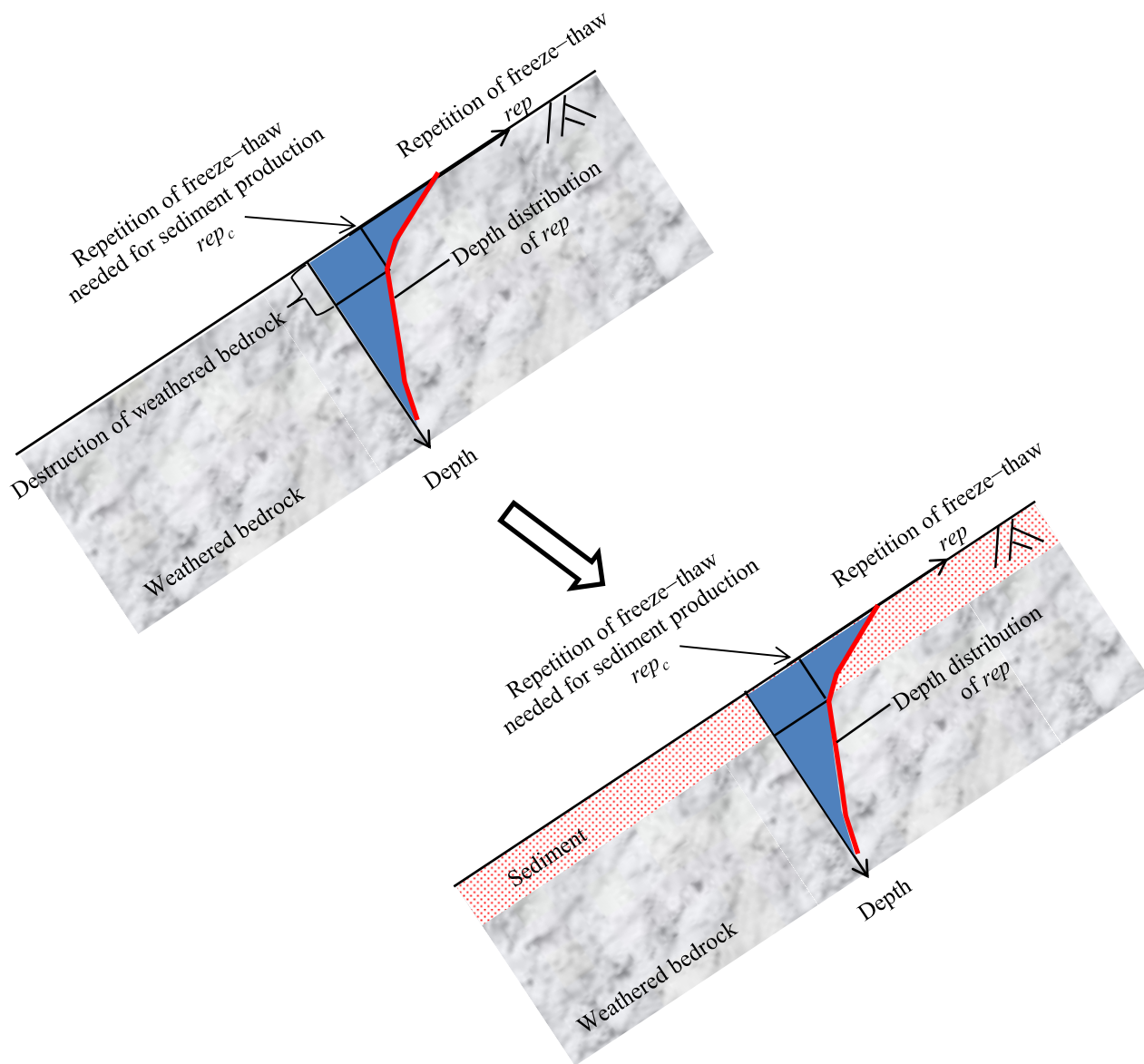


図 5.10 凍結融解による風化基岩の土砂化モデルの概念図（風化花崗岩，風化花崗斑岩，風化頁岩）

- 1) 風化基岩温度の深度分布解析により，凍結融解回数の深度分布を求める（図 5.10）。
- 2) 土砂化するのに必要な凍結融解回数  $rep_c$  を超える凍結融解回数を経験した風化基岩層を土砂化深さとする。

$rep_c$  を決定するには，土砂化する時の間隙率  $n_c$ ，凍結融解を経験する前の間隙率  $n_x$ ，凍結融解 1 回あたりの間隙率の増加率  $I_r$  を求めておく必要がある。この中で，凍結融解を経験する前の間隙率  $n_x$  をどう決定するのが特に問題となるが，2.7 で行った田上山地の風化花崗岩についての検討から，地表面から深さ数センチほどのところにある風化基岩の間隙率を用いれば良いと思われる。なお，4.2.2 で凍結融解の履歴の影響を考察した結果から，風化基岩温度の深度分布を推定する場合は，少なくとも 2 年間に渡って解析を行う必要がある。また，生産した土砂が凍結融解期中に流出する場合は，より深部まで凍結融解が及ぶようになるので，深部の風化基岩の凍結融解回数が増加し，土砂化深さがさらに増加する可能性がある。厳密に土砂生産量の推定を行うには，生産土砂の流出をモデル化する必要がある，これは今後の課題である。



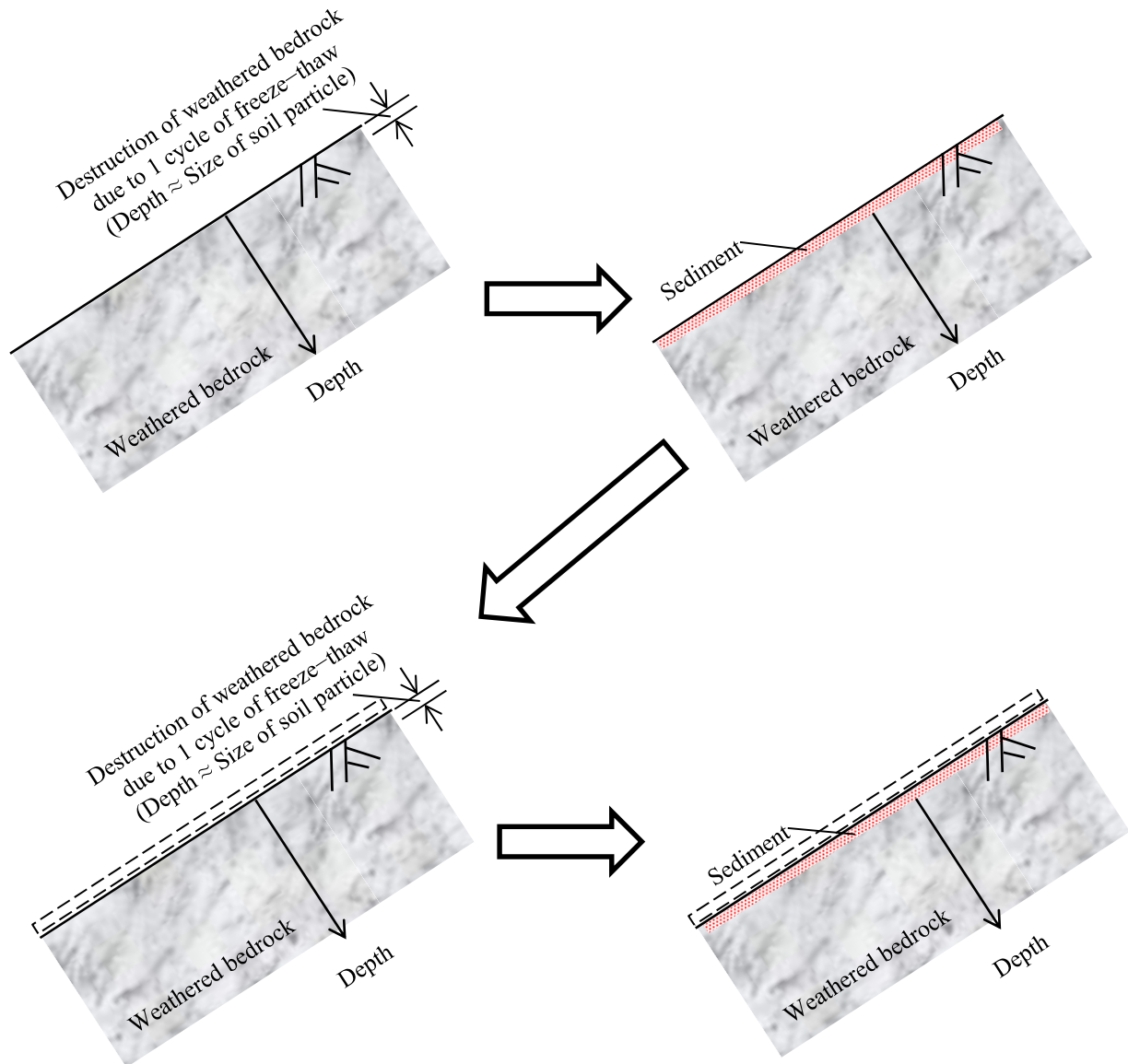


図 5.11 凍結融解による風化基岩の土砂化モデルの概念図（風化砂岩，風化流紋岩）

## (2) 風化砂岩，風化流紋岩

風化砂岩，風化流紋岩に関しては，5.2.1(5)で述べたように，凍結融解を経験するごとに風化基岩の表面から徐々に土砂化が進行するという土砂化プロセスが考えられる。しかも，凍結融解 1 回あたりに生産される土砂の深さは，おおよそ砂の粒径程度であることが実験から分かっている。以上より，風化砂岩，風化流紋岩の土砂化モデルを図 5.11 に示す。風化砂岩，風化流紋岩からの土砂生産量の推定は，土砂が生産されると直ちに裸地斜面上から流出して無くなると仮定すれば，以下の手順で行うことができる；

- 1) 凍結融解 1 回を経験すると，風化基岩面から砂の粒径程度の深さまでが土砂化する。
- 2) 裸地斜面から生産土砂が流出して新たな風化基岩面が露出する
- 3) 凍結融解 1 回を経験すると，さらに風化基岩面から土粒子の粒径程度の深さまでが土砂化する。

なお，風化基岩面から直ちに土砂が流出しない場合でも，凍結融解が発生すれば土砂層直下の風化基岩も土砂化すると予想されるが，今回はそのような現象を考慮して実験を行っていないので，断言することはできない。風化基岩面から直ちに土砂が流出しない場合については，さらに実験あるいは現地観測を行う必要があると考える。これは今後の課題である。

本実験により、様々な地質を対象とした土砂化モデルを提案した。風化花崗斑岩および風化頁岩については、花崗岩と同様の土砂化モデルで説明が可能であることが分かった。風化頁岩は、乾湿風化による破壊も大きな役割を果たすと考えられるため、その影響を考慮する必要がある。ただし、大きな含水率の変化がない場合には、影響は小さいものと思われる。一方、風化砂岩、風化流紋岩には、田上の風化花崗岩についての土砂化モデルが適用できないことが示された。これらの風化基岩は、凍結融解により徐々に土砂化が進行すると考える方が妥当と判断された。注意点として、これらの土砂化モデルは、現状では実験で対象とした場所の風化基岩についてのみ適用可能であるということを挙げておく。同じ地質でも風化に対する抵抗性が異なるため、その影響を検討する必要がある。

### 5.2.3 生産土砂の粒度分布の特性

次に、生産された土砂の質的特性として粒度分布とウォッシュロード成分の存在割合の2つを取り上げ、地質ごとの特徴を整理する。ウォッシュロードは研究者により定義が異なるが、本研究では江頭ら<sup>13)</sup>の定義を参考に、粒径が0.1 mm以下のものとした。また、生産される土砂の粒度分布やウォッシュロード成分の存在割合を予め知ることができれば、これらの情報を河床変動解析の入力データとして用いることができ、有用である。そこで、基岩からの土粒子の生成プロセスを考察した。

#### (1) 風化花崗岩

図5.12は田上山地の裸地斜面に設置している土砂採取箱に堆積したまさ土について、粒度分布解析を行った結果得られる粒度分布である。図5.12を見ると、土粒子は小さな粒径ものから大きなものまで存在し、通過率60%の粒径 $D_{60}$ と通過率10%の粒径 $D_{10}$ との比

$$U_c = D_{60}/D_{10} \quad (5.26)$$

は均等係数[ - ]と呼ばれるが、この値は13と大きな値を示している。また、ウォッシュロード成分が粒径0.1mm以下のものであるとすると、その存在割合は約10%である。

図5.13は花崗岩からの土粒子の形成プロセスを表した概念図である。図には石英、カリ長石、斜長石、黒雲母の結晶を描いている。一般に花崗岩などの深成岩は、地下深くのマグマがゆっくりと冷えてできたものであり、造岩鉱物のほとんどが結晶となっている。花崗岩を構成する造岩鉱物は主に石英、黒雲母、カリ長石、斜長石であり<sup>12)</sup>、この中で石英とカリ長石は比較的に風化に対する抵抗力が高く、黒雲母や斜長石は粘土化しやすい<sup>14)</sup>。よって、大きな粒径の土粒子は石英、カリ長石由来であり、小さな粒径のものは黒雲母、斜長石が細粒化、粘土化したものである。

花崗岩が形成された直後、地震動や急激な温度変化、载荷や除荷を受けることで亀裂が入る。花崗岩は造岩鉱物が結晶化しており、かつそれぞれの鉱物で異なる熱膨張率を持つために、結晶間で亀裂が生じやすい。また、地中深くから地表面へと隆起する際の、圧力の解放による亀裂の発生も著しいのが特徴である。従って、地表面付近に到達した花崗岩は、その他の地質の基岩に比べ、強度低下と亀裂の進展が著しいと考えられる。さらに、その亀裂に水が浸入し、化学的風化により亀裂の発達、黒雲母や斜長石の細粒化、粘土化が進み、風化花崗岩となる。そして、凍結融解により風化花崗岩の構造が完全に破壊され、石英やカリ長石の結晶は大きな粒子として生産され、黒雲母や斜長石は粘土や微小な土粒子として生産されることが考えられる。換言すれば、黒雲母や斜長石の存在割合が分かれば、ウォッシュロード成分の存在割合が、石英やカリ長石の存在割合が分かれば、砂として生産される割合が予想できると考えられる。そこで、田上山地の風化花崗岩について実施した顕微鏡観察により得られた写真から、これら造岩鉱物の存在割合を検討する（図2.44、

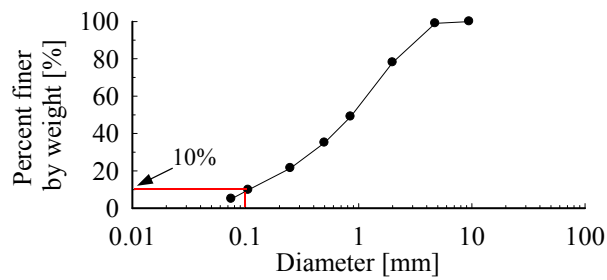


図 5.12 田上山地の裸地斜面で得られたまさ土の粒度分布

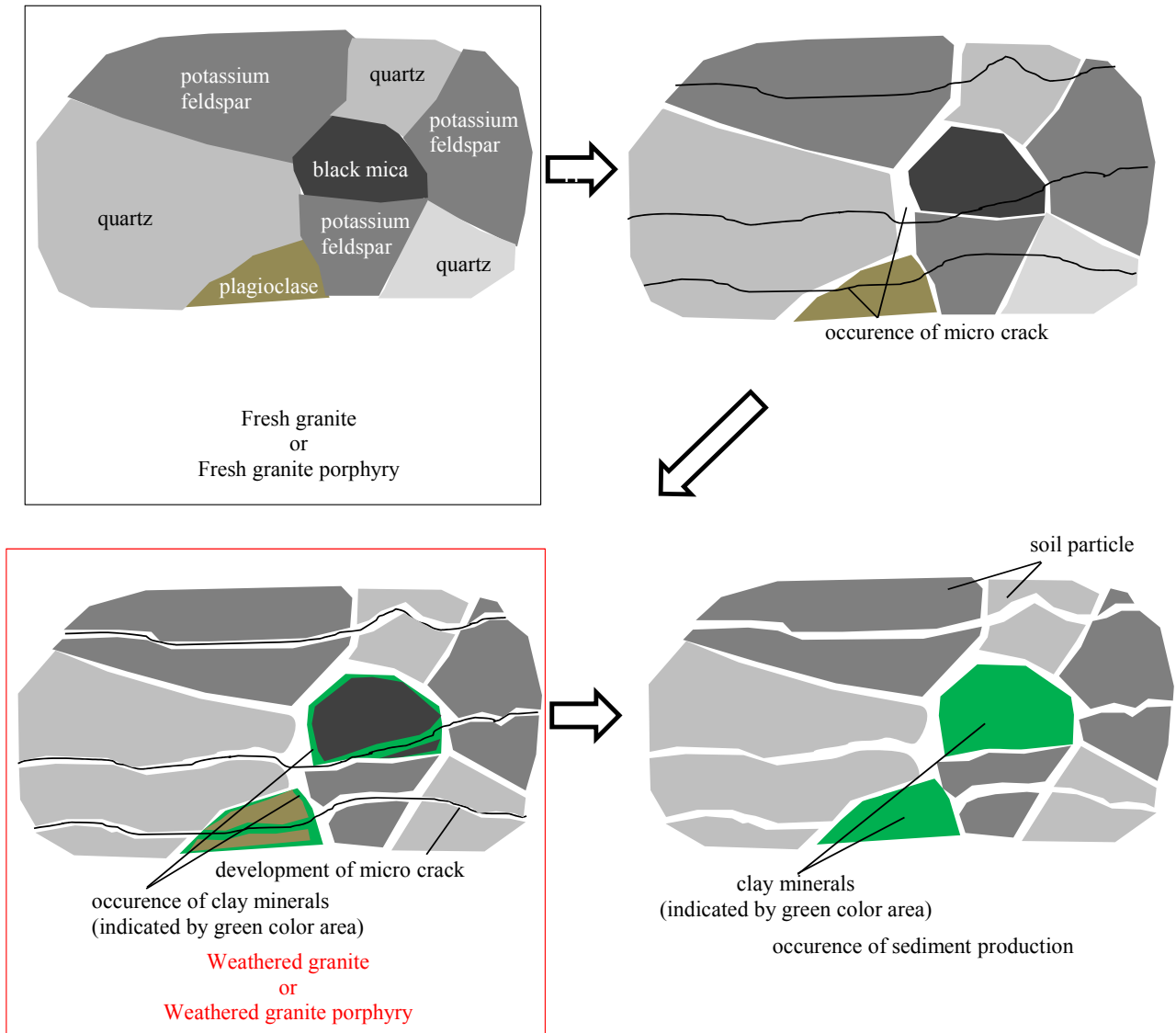


図 5.13 花崗岩および花崗斑岩からの土粒子の生成プロセス

図 2.45, 図 5.14)。これは、顕微鏡写真から分かる造岩鉱物の存在割合が、実際の風化花崗岩における造岩鉱物の存在割合と等しいとの仮定のもとで行う検討であるが、顕微鏡観察を行った位置は無作為に選択したため、大きな問題はないと思われる。図 2.44, 図 2.45, 図 5.14 の顕微鏡写真において、ウォッシュロード成分が含まれると考えられるのは、図中に長石 (Feldspar) として示している箇所である。長石が顕微鏡写真の中で占める割合は、画像解析より、それぞれ約 30%, 約 40%, 約 20% である。長石として示している箇所から一部は砂として生産されると思われることを踏まえると、これは、図 5.12 の粒度分布から分かるウォッ

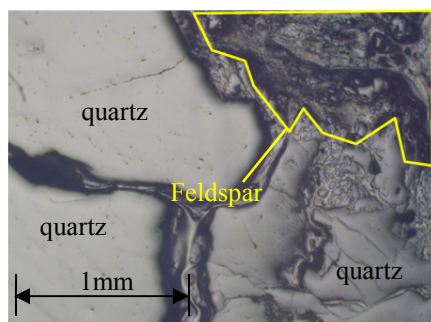


図 5.14 深度 10-20 cm の風化花崗岩の顕微鏡写真

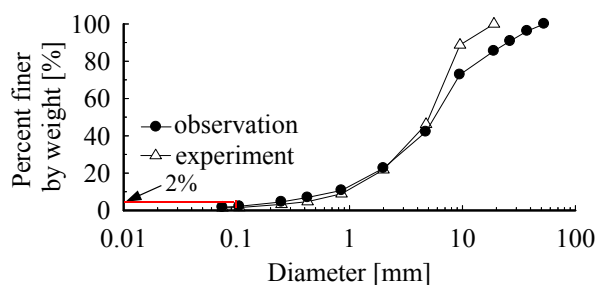


図 5.15 ヒル谷源頭部の裸地斜面および凍結融解実験で得られた風化花崗斑岩由来の土砂の粒度分布

シュロード成分の存在割合 10%に概ね近い値となっていると考えられる。従って、黒雲母や斜長石の存在割合が分かれば、ウォッシュロード成分の存在割合が予測できる可能性が高いと言える。

## (2) 風化花崗斑岩

図 5.15 は、風化花崗斑岩について凍結融解実験を行った際に、風化花崗斑岩から生産された土砂と、ヒル谷源頭部の裸地斜面に設置している土砂採取箱で捕捉された土砂について、粒度分布解析を行った結果得られる粒度分布である。図 5.15 を見ると、風化花崗斑岩と同様に、土粒子は小さな粒径ものから大きなものまで存在していることが分かる。均等係数は 7.4 である。また、実験で得られた粒度分布と、観測で得られた粒度分布とがほぼ同じであることが分かる (図 5.15)。既往の研究より、基岩の破壊の程度は凍結温度に依存することが報告されており<sup>15)</sup>、実際に、実験での温度の最小値 ( $-25^{\circ}\text{C}$ ) は、ヒル谷での最低気温 (約  $-9^{\circ}\text{C}$ ) よりも低く、凍結温度の違いが影響する可能性があった。しかし、粒度分布は両者でほぼ同様の形状であり、生産土砂の粒径に大きな違いは見られないことから、その影響がなかったと推察される。観測、実験により得られた粒度分布のどちらからでも、ウォッシュロード成分の存在割合は約 2%であると判断される。しかし、実際のヒル谷では出水時の水の濁りが著しいことを考えると、図 5.15 の粒度分布ではウォッシュロード成分割合を過小評価していると予想される。これは、現地に取り付けている土砂採取箱から土砂を回収する前に、ウォッシュロード成分が雨などにより流出してしまっている、実験において、ウォッシュロード成分がサンプルの水沈時に流出してしまっていることが原因と考えられる。

花崗斑岩は半深成岩である。花崗岩よりも浅いところで形成され、しかもやや速く冷却されるので、結晶は大きなものから小さなものまで存在し、非晶質のものも存在する<sup>12)</sup>。相対的に大きな結晶の方を斑晶と呼び、小さいものや非晶質のものを石基と呼ぶことがある<sup>16)</sup>。しかし、存在する造岩鉱物の種類は花崗岩とほぼ同じである。従って、土粒子の形成プロセスとしては、花崗岩と同じもの (図 5.13) が適用されると考えられる。つまり、風化花崗斑岩についても、黒雲母や斜長石の存在割合が分かれば、ウォッシュロード成分の存在割合が、石英やカリ長石の存在割合が分かれば、砂として生産される割合が予測できると考えられる。

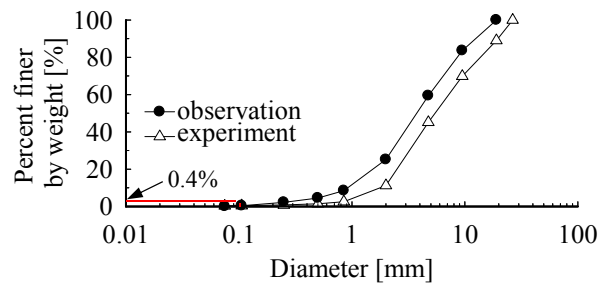


図 5.16 大黒谷ダム上流の裸地斜面および凍結融解実験で得られた風化頁岩由来の土砂の粒度分布

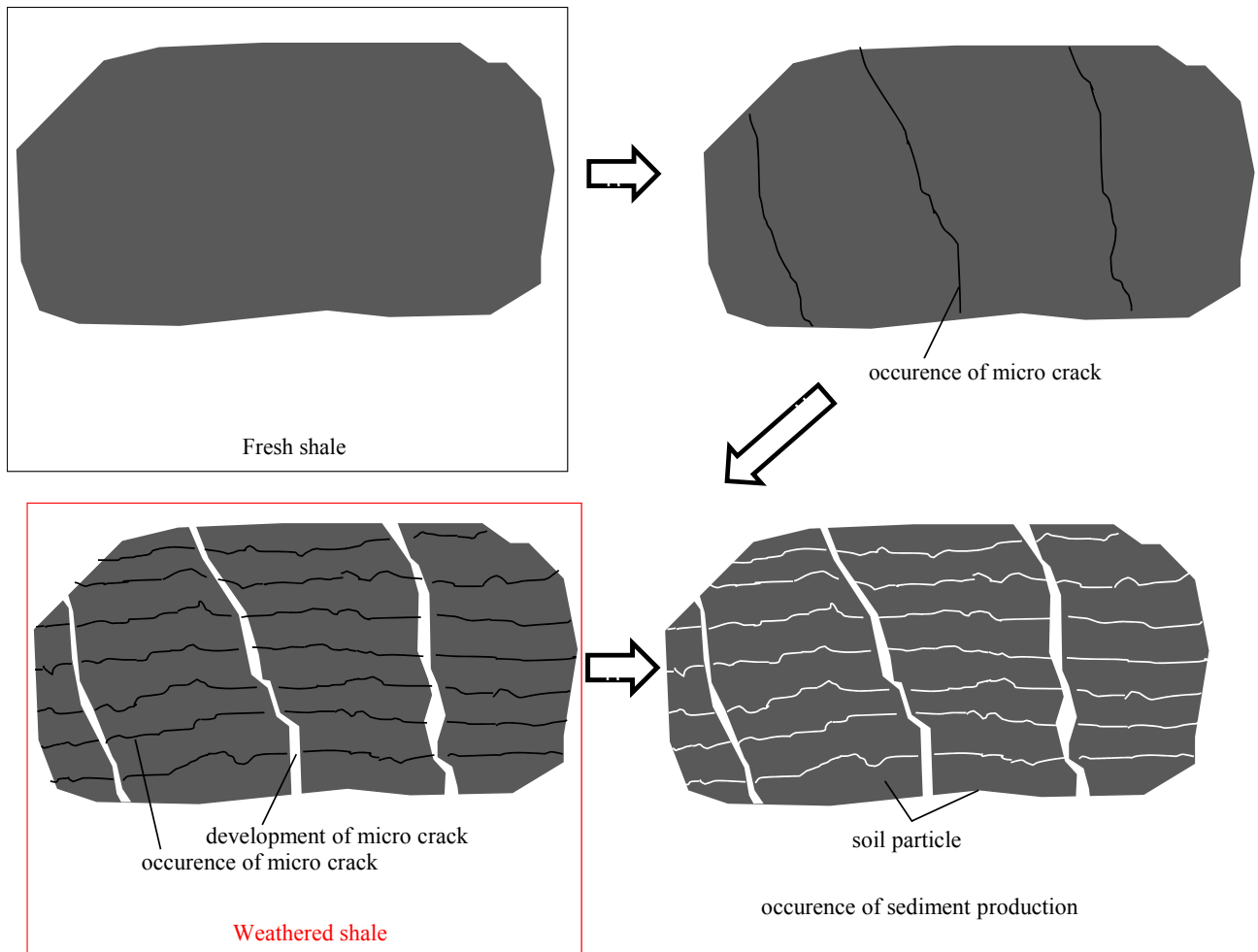


図 5.17 頁岩からの土粒子の生成プロセス

### (3) 風化頁岩

図 5.16 は、風化頁岩について凍結融解実験を行った際に、風化頁岩から生産された土砂と、大黒谷ダム上流の裸地斜面に設置していた土砂採取箱で捕捉された土砂について、粒度分布解析を行った結果得られる粒度分布である。図 5.16 を見ると、小さな粒径の存在割合は小さく、1 mm 以上のものの存在割合が高いことが分かる。頁岩から生産される土砂の多くは薄片状で、長径が数ミリ程度である。これを反映してか、均等係数は 3.9 と分級度が低く、ウォッシュロード成分の存在割合は約 0.4% で非常に少ない。ただし、図 5.16 に示す粒度分布は、生産されて間もない土砂の粒度分布であることに注意する必要がある。生産された薄片状の土砂は強度が低く、手で簡単に壊せたことを踏まえると、生産されてから斜面上を移動し、河道へ到達する際に破壊し、細粒分が多くなる可能性がある。また、実験で得られたものと観測で得られたものとがほ

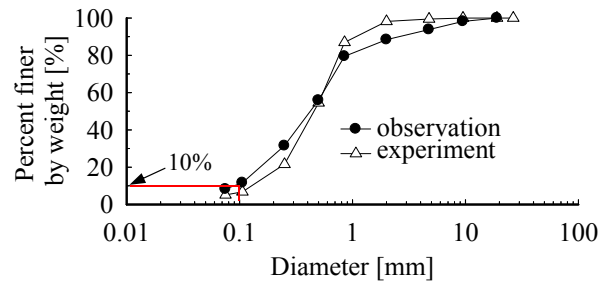


図 5.18 大黒谷ダム上流の裸地斜面および凍結融解実験で得られた風化砂岩由来の土砂の粒度分布

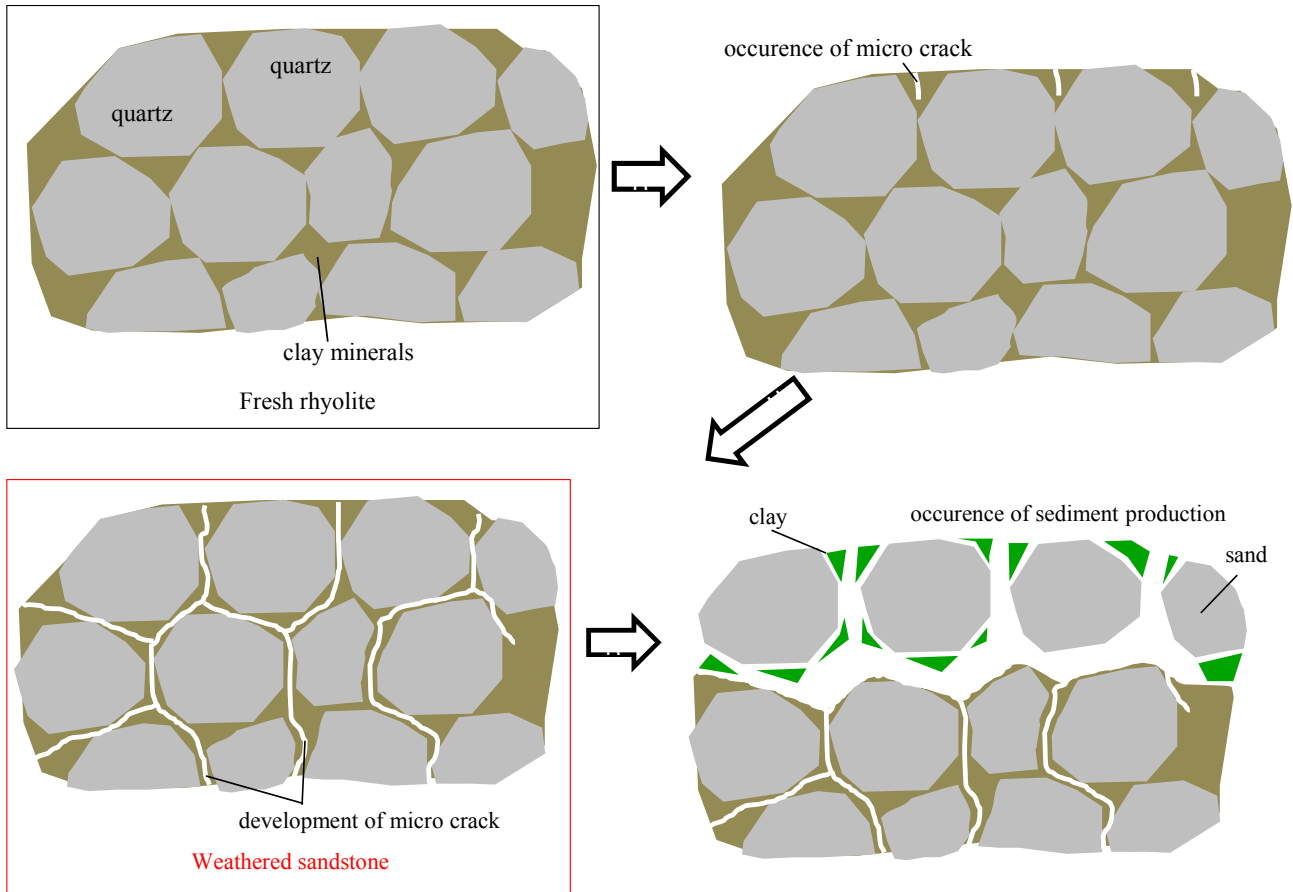


図 5.19 砂岩からの土粒子の生成プロセス

ば同じであり、風化花崗斑岩と同様に、実験および観測結果から得られた粒度分布を比較すると、両者に大きな違いは見られないため、実験と実際との温度の違いが与える影響を無視しても差し支えないと思われる。

図 5.17 は、頁岩からの土粒子の形成プロセスを表した概念図である。頁岩は、粘土が海や湖で堆積し、長時間かけて固結して形成される堆積岩である。結晶はみられず、非晶質であると見なされる。また層状に弱面を有することが頁岩の特徴として挙げられる。これは粘土鉱物の一種である雲母族の鉱物が、平行に配列することに起因する<sup>17)</sup>。風化花崗岩と同様、まず地震動などによって亀裂が入るところから風化が始まると考えられる。続いて、亀裂に侵入した水によって化学的風化あるいは膨潤現象が発生して弱面が発達する。そして、無数の微小な亀裂が層状に表れ、風化頁岩になるものと思われる。その後、凍結融解や乾湿風化により亀裂がさらに拡大し、薄片状の土砂が生産されと考えられる。薄片状の土砂は粘土鉱物の集まりであり、強度が低く簡単に分解する。従って、凍結融解によって薄片状の土砂化が生産された後の、河道への流出過程や河道内での移動過程において、徐々に分解して粘土鉱物が表れるものと推察される。



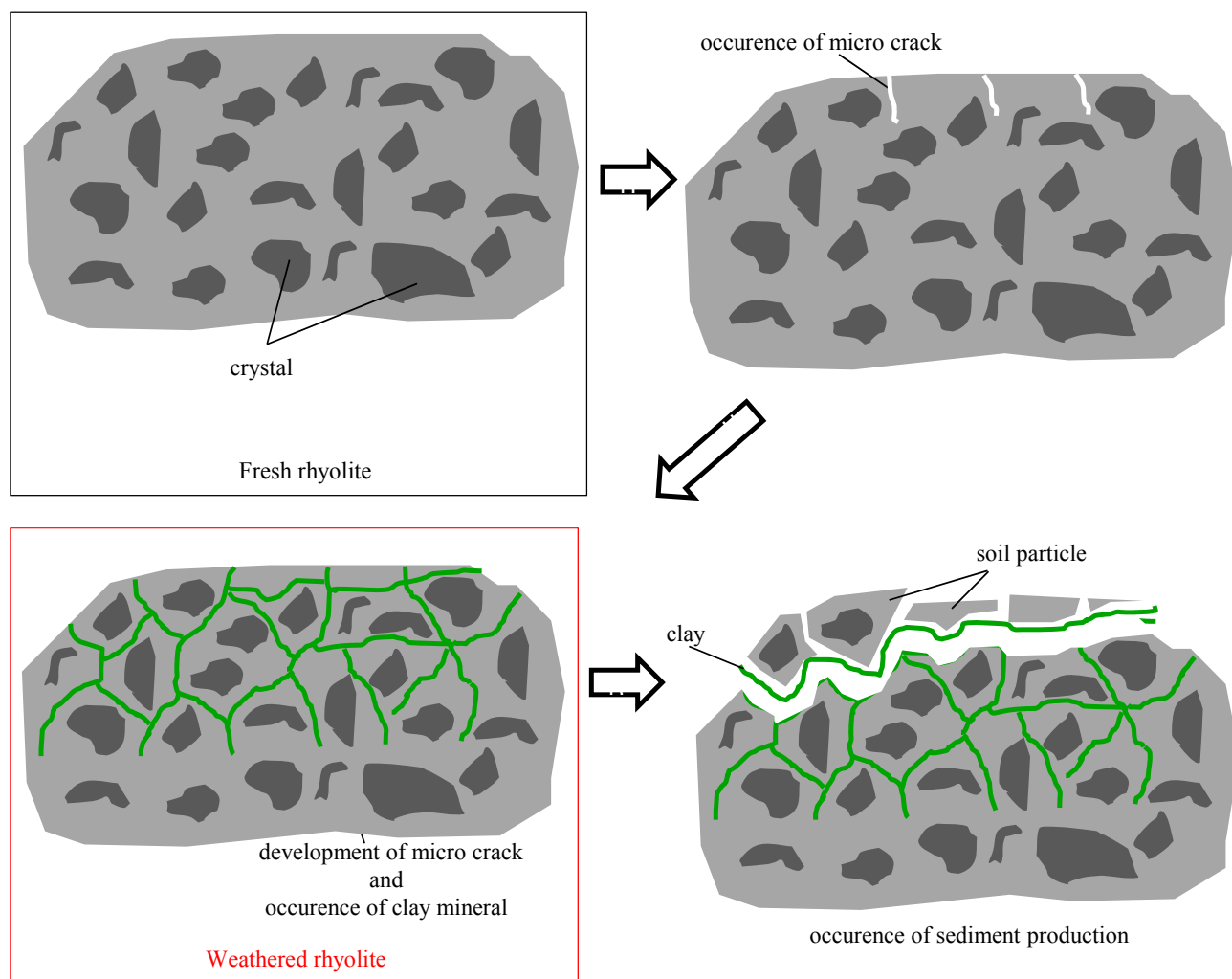


図 5.20 流紋岩からの土粒子の生成プロセス

#### (4) 風化砂岩

図 5.18 は、風化砂岩について凍結融解実験を行った際に、風化砂岩から生産された土砂と、大黒谷ダム上流の裸地斜面に設置していた土砂採取箱で捕捉された土砂について、粒度分布解析を行った結果得られる粒度分布である。図 5.18 を見ると、粒径  $0.1 \sim 1 \text{ mm}$  の、砂成分が多いことが分かる。また、ウォッシュロード成分の存在割合は約 10% と多い。砂岩は、砂が海や湖で堆積し、砂粒子の隙間に粘土鉱物が入り込み、砂と粘土が固結して形成されたものであるため、この結果は妥当であると考えられる。なお、均等係数は 5 であった。また、実験で得られた粒度分布と、観測で得られた粒度分布とがほぼ同じである。従って、風化花崗斑岩と同様に、凍結温度の違いが与える影響は無視し得ると思われる。

図 5.19 は砂岩からの土粒子の形成プロセスを表した概念図である。砂岩は、堆積して圧縮された砂粒子の隙間に粘土鉱物が入り、それが接着剤として働いて固結しているという構造となっており<sup>18)</sup>、これが砂岩からの土粒子の生成を特徴づける。風化花崗岩と同様、まず地震動などによって亀裂が入るところから風化が始まると考えられる。その後は、亀裂に侵入した水によって化学的風化が起これ、粘土成分が含まれる箇所では亀裂が発達し、風化砂岩となる。砂粒子は多くが石英であるから、風化による砂粒子の細粒化はほとんど起こらない。そして最終的に、凍結融解によって亀裂がさらに発達し、砂粒子と粘土が風化砂岩から剥離するものと思われる。



### (5) 風化流紋岩

風化流紋岩については、粒度分布が得られていないため、土粒子の形成プロセスのみを考察する。図 5.20 は風化流紋岩からの土粒子の形成プロセスを表した概念図である。

流紋岩は火山岩の一種で、花崗岩や花崗斑岩に比べると、より地表に近いところで形成される。鉱物が結晶化できないほど冷却が速やかに進むため、非晶質な構造であるのが特徴である。従って、風化花崗岩などとは違って結晶はあまりみられず、あったとしても小さい。風化花崗岩と同様、まず地震動などによって亀裂が入るところから風化が始まると考えられる。結晶は小さいか全く無いため、花崗岩等に見られる、熱膨張率の違いによる結晶間の亀裂の形成はあまり見られないと思われる。その代わりに、化学的風化による非常に緩やかな亀裂の進展が見られると予想される。長期の化学的風化によって亀裂が発達し、風化流紋岩になる。その後、凍結融解によって亀裂がさらに拡大し、亀裂の周辺に存在していた小さな粒径の土粒子が風化流紋岩から剥離すると考えられる。従って、風化流紋岩からは、粘土や小さな粒径の砂が生産されると考えればよい。

以上より、生産土砂の粒度分布やウォッシュロード成分割合は、基岩の成因や造岩鉱物の性質により大きく左右され、これが反映されていることが分かった。この事実を換言すれば、基岩の成因や造岩鉱物の性質を的確に把握すれば、生産される土砂の粒度分布や形状が推測できるということであり、本実験で扱わなかった地質の基岩から生産される土砂の特性も、推測できる可能性がある。

## 5.3 結語

本章では、様々な地質の風化基岩を対象とした実験から、土砂化モデルの構築を図った。対象としたのはヒル谷上流部にある裸地斜面の花崗斑岩、大黒谷ダム上流にある裸地斜面の砂岩と頁岩、石徹白川流域上流の流紋岩である。実験の結果、風化花崗斑岩および風化頁岩については、第2章で提示した花崗岩についての土砂化プロセスが適用可能で、規定回数以上の凍結融解を経験すれば土砂化すると考えればよいということが分かった。ただし、粘土鉱物で構成される風化頁岩は、乾湿風化による破壊も大きな役割を果たすと考えられるため、厳密にはこれら2つの風化作用を考慮しなければならない。一方、風化砂岩、風化流紋岩は田上の風化花崗岩についての土砂化プロセスでは説明できないことが示された。これらの風化基岩は、凍結融解により風化基岩面から土砂化が徐々に進行すると考える方が妥当と判断された。注意点として、本章で提案したこれらの土砂化モデルは、現時点では本実験で対象とした場所の風化基岩についてのみ適用可能であることを挙げる。同じ地質でも風化に対する抵抗性が異なる場合があるため、その他の場所の風化基岩に対しては、本章で提案したものと異なる土砂化モデルを構築する必要性があり得る。

生産土砂の粒度分布やウォッシュロード成分の存在割合を調べた結果、地質により大きな違いが見られた。また、その特徴が表れる原因を調べるために、基岩からの土粒子の生成プロセスを考察した。その結果、生産土砂の粒度分布やウォッシュロード成分の存在割合は、基岩の成因や造岩鉱物の性質に規定されると推察された。よって、基岩の成因や造岩鉱物の性質を的確に把握していれば、生産される土砂の粒度分布やウォッシュロード成分の存在割合を予測できる可能性があることが分かった。

## 参考文献

- 1) McGreevy, J. P.: Some perspectives on frost shattering, *Progress in Physical Geography*5, pp.56-75, 1981.
- 2) Matsuoka, N.: Mechanisms of rock breakdown by frost action: An experimental approach, *Cold Region Science and Technology*17, pp.253-270, 1990.

- 3) Matsuoka, N.: The rate of bedrock weathering by frost action: Field measurements and predictive model, *Earth Surface Processes and Landforms*15, pp.73-90, 1990.
- 4) Murton, J. B., Coutard, J. P., Lautridou, J. P., Ozouf, J. C., Robinson, D. A. and Williams, R. B. G.: Physical modelling of bedrock brecciation by ice segregation in permafrost, *Permafrost and Periglacial Processes*12, pp.255-266, 2001.
- 5) Nicholson, D. T. and Nicholson, F. H.: Physical deterioration of sedimentary rocks subjected to experimental freeze-thaw weathering, *Earth Surface Processes and Landforms*25, pp.1295-1307, 2000.
- 6) Walder, J. and Hallet, B.: A theoretical model of the fracture of rock during freezing, *Geological Society of America Bulletin*96, pp.336-346, 1985.
- 7) Fahey, B.D. and Lefebure, T.H.: The freeze-thaw weathering regime at a section of the Niagara Escarpment on the Bruce Peninsula, Southern Ontario, Canada, *Earth Surface Processes and Landforms*13, pp.293-304, 1988.
- 8) 堤大三, 藤田正治, 伊藤元洋, 手島宏之, 澤田豊明, 小杉賢一朗, 水山高久: 凍結融解による土砂生産に関する基礎的研究—田上山地裸地斜面における現地観測と数値シミュレーション—, *砂防学会誌* 59(6), pp.3-13, 2007.
- 9) 日本工業標準調査会: コンクリートの凍結融解試験法 (JIS A1148) , 2010.
- 10) 岡田清, 明石外世樹, 小柳洽: 土木材料学, 国民科学社, p.197, 1998.
- 11) Yatsu, E.: *Nature of weathering, an introduction*, Sozosha, pp.90-126, 1988.
- 12) 三木幸蔵: わかりやすい岩石と岩盤の知識, 鹿島出版会, 2003.
- 13) 江頭進治, 芦田和男, 金屋敷忠儀: 微細土砂の流出解析法とその適用に関する研究, 第 25 回水理講演会論文集, pp.481-487, 1981.
- 14) 千木良雅弘: 災害地質学入門, 近未来社, 2005.
- 15) McGreevy, J. P.: Some perspectives on frost shattering, *Progress in Physical Geography*5, pp.56-75, 1981.
- 16) 都城秋穂, 久城郁夫: 岩石学 II 岩石の性質と分類, 共立出版, 2006.
- 17) 水谷伸治郎, 斎藤靖二, 勘米良亀齡: 日本の堆積岩, 岩波書店, 1999.
- 18) 西山賢一, 水上陽成, 小池克明, 松倉公憲: 風化による砂岩礫の間隙構造の時間変化, *応用地質* 42(1), pp.2-14, 2001.



## 第6章 結 論

本研究は、凍結融解による風化基岩の土砂化プロセスを明らかにするとともに、土砂生産量の大小を左右する様々な要因について検討を行い、高精度な土砂生産量予測を可能とする汎用性の高い土砂化モデルの構築を目的として行ったものである。以下に、各章で得られた知見を要約するとともに、凍結融解による風化基岩からの土砂生産量を推定する方法と、推定するに当たって考慮すべき要因について言及する。さらに、本研究で取り扱わなかったいくつかの解決すべき課題と今後の展望を述べる。

**第1章**は序論であり、様々な風化作用と、基岩からの土砂生産との関係を明らかにするとともに、その中で果たす凍結融解現象の役割を明らかにした。その結果、我が国では、様々な風化作用や地殻変動によって基岩は新鮮な状態から徐々に風化して劣化していき、最終的に凍結融解によって基岩から土砂が生産される現象が多く見られると推察された。

**第2章**では、様々な風化基岩の凍結融解による土砂化の実態を現地観測により明らかにし、また特に、滋賀県にある田上山地の風化花崗岩を対象として、現地観測および実験により、その土砂化プロセスを明らかにした。現地観測は、田上山地の風化花崗岩質の裸地斜面、岐阜県高原川流域にあるヒル谷源頭部の風化花崗斑岩質の裸地斜面、岐阜県荘川流域にある大黒谷ダム上流の風化砂岩質および風化頁岩質の裸地斜面で行った。現地観測の結果、観測対象の裸地斜面において、凍結融解により風化基岩が土砂となり、生産された土砂は霜柱によって風化基岩面から剥離することが明らかとなった。また、田上山地の裸地斜面において風化花崗岩の間隙率の深度分布を調べた結果、間隙率は、深度が浅くなるにつれて大きくなり、土砂化直前には0.43と非常に大きな値を示した。さらに、風化花崗岩が破壊した後の土砂の間隙率は0.37と、土砂化直前の値よりもわずかに小さくなることが分かった。風化花崗岩および土砂の間隙径分布の深度分布を調べた結果、風化花崗岩と土砂とでは間隙径分布が大きく異なることが分かった。具体的には、風化花崗岩については間隙径が0.01～0.1 mmの間隙の存在割合が高いが、土砂については間隙径が0.01 mm以下の間隙の存在割合が高いことが分かった。

実験により、風化花崗岩について、凍結融解1回あたりの間隙率の増加率を調べた結果、増加率は1.0～1.3の範囲にあり、また飽和度と正の相関関係にあることが分かった。このことから、凍結融解によって間隙率は徐々に増加することが明白となった。土粒子を風化基岩面から剥離させる役割を持つ霜柱の発生条件を調べた結果、間隙率が大きいほど、水分供給量が多いほど霜柱は発生しやすいことが分かった。また、間隙率が小さいものでも、複数回の凍結融解を経験した後には霜柱が発生することが分かった。これは、凍結融解を繰り返し経験した結果、風化花崗岩の構造が破壊されて間隙率が大きくなったためであると推察された。風化花崗岩に対する観測結果と実験結果から、凍結融解により間隙率は徐々に増加し、間隙率がある値に達すれば土砂化して、地下からの豊富な水分供給があれば霜柱が発生し、土粒子が風化基岩面から剥離されるという土砂化プロセスが考えられた。これは、田上山地の風化花崗岩が土砂化するためには、ある回数以上の凍結融解を経験しなければならないことを意味している。従って、田上山地の風化花崗岩の土砂化モデルとして、ある回数以上の凍結融解を経験すれば土砂化するというモデルが妥当と考えられた。

**第3章**では、凍結時における熱移動と水分移動の同時解析モデルを開発し、これを用いて凍結時の水分移動特性および熱移動と水分移動の相互作用について検討した。ただし、同時解析を行う前に、熱移動解析お

よび水分移動解析のそれぞれで解決すべき課題があった。まず、熱移動解析については、境界条件として地表面温度を入力する必要があるが、地表面温度は一般的に観測されることがないため、汎用性に欠ける問題があった。そこで本研究では、地表面の熱収支式と熱移動方程式を組み合わせることで、一般的に観測されている気象データを入力データとして風化基岩温度を推定する、汎用性の高いモデルを開発した。ただし、気象データから推定した風化基岩温度は、実測値よりも温度が高めに推定される傾向が見られた。これは本研究で提案した解析モデルにおいて、下向き長波放射に係る係数 $\epsilon$ の値を計算期間にわたって一定値としていること、風速の観測を裸地斜面直上で行っていないため、計算に用いた風速の値が実際と異なること、さらに下向き長波放射をステファン・ボルツマンの法則によって表す際に必要な、気温、水蒸気量、雲の種類や雲量から決まる係数 $\epsilon$ を一定値として計算したことが原因と考えられた。風化基岩温度の推定精度を向上させることは、今後の課題である。

また水分移動に関しては、凍結融解時における風化基岩の保水性および透水性の変化を考慮しなければならない問題があった。本研究では間隙水の凍結融解に伴う間隙構造の変化を物理的にモデル化し、凍結融解時の水分移動を解析する手法を開発した。凍結時における間隙率の増加は考慮せず、間隙水の凍結による一時的な間隙の消失による透水性、保水性の変化を考慮して凍結時の水分移動特性を検討した結果、凍結時には地中深くの未凍結層から地表面の凍結層へ水分供給が発生することが分かった。また凍結速度が大きいほど、地下水面の位置が高いほど水分フラックスが大きくなり、水分供給量が多くなることが分かった。さらに凍結時間が長いほど間隙水の凍結する量が多く、凍結深さは大きくなることが分かった。しかし、水分フラックスは非常に小さく、霜柱の発生を説明できるような水分供給はないと推察された。一方、凍結時における間隙率の増加を考慮した場合は、増加を考慮しない場合よりも透水性、保水性の向上が見られ、水分フラックスが大きくなることが分かった。よって、霜柱が発生するためには、少なくとも間隙水の凍結膨張に起因した間隙率の増加が必要であると考えられた。最後に、水分移動の有無が風化基岩温度の推定に与える影響を検討した結果、水分フラックスが小さいためにその影響は小さく、風化基岩温度の推定にあたっては、水分移動を無視しても差し支えないことが分かった。

第4章では、第3章で述べた、気象データから風化基岩温度を推定する手法を応用して、凍結融解による風化基岩からの土砂生産量を左右する、様々な要因について検討した。検討に当たっては、凍結融解強度指数 $I_{FT}$ という指標を、凍結深さと凍結融解回数の両方を加味したものととして新たに定義し、これを用いた。ただし、気象データから推定した風化基岩温度は実際よりも高めの値になるため、風化基岩温度を補正した上で凍結融解強度指数を算定することとした。凍結融解現象の履歴の影響を検討した結果、地表面において、土砂化に必要な凍結融解回数が、1回の凍結融解期における凍結融解回数よりも少ない場合、1年間だけではなく、少なくとも2年間にわたって風化基岩温度を解析する必要のあることが分かった。一方、地表面において、土砂化に必要な凍結融解回数が、1回の凍結融解期における凍結融解回数よりも多い場合、2年以上の数年間にわたって風化基岩温度を解析する必要があることが分かった。

含水率の違いが土砂生産量に与える影響を検討した結果、含水率が高いほど凍結潜熱の発生量が多くなり、凍結融解強度指数 $I_{FT}$ は減少することが分かった。しかし、その減少量は小さく、従って含水率の違いが与える影響は無視しても差し支えないと推察された。第2章で見たように、間隙率の増加率は飽和度に比例することを踏まえると、含水率が高いほど凍結融解による風化基岩の破壊の程度は大きくなると考えられる。

地形・気候と凍結融解強度指数 $I_{FT}$ との関係を調べた結果、地形・気候の影響は大きく、低標高地帯では北向き斜面で凍結融解が活発に発生するものの、高標高地帯では南向き斜面の方が活発になる場合があることが分かった。また、標高と凍結融解強度指数 $I_{FT}$ は単純な正の相関関係にあるわけではないことが分かった。平均気温が低い高緯度地帯では、どの標高においても凍結融解は比較的活発であることが分かった。一方、

平均気温の高い西日本や低緯度地帯では、標高が低い場合には凍結融解は活発ではなく、凍結融解が活発となるのは標高の高い地域に限られることが分かった。従って、これらのことから、北向き斜面で標高が高いほど、凍結融解による土砂生産量が多くなると単純に予想するのではなく、実際に計算して推定しなければならないことが分かった。地球温暖化の影響を検討した結果、温暖化により概ね凍結融解は活発ではなくなるものの、県によっては高標高地帯でさらに凍結融解が活発になることが予想された。最後に、積雪がある場合には凍結融解強度指数  $I_{FT}$  が小さくなる傾向が見られたことから、豪雪地帯では積雪による地表面被覆の影響が大きく表れると推察された。

第5章では、第2章で扱った田上山地の風化花崗岩の土砂化プロセスおよび土砂化モデルを基礎として、様々な地質の風化基岩を対象とした土砂化モデルを提案した。土砂化モデルの開発に当たっては、凍結融解実験を繰り返し行い、凍結融解による間隙率の変化と土砂化量を調べた。実験はヒル谷の風化花崗斑岩、大黒谷ダム上流の風化砂岩と風化頁岩、石徹白ダム上流の風化流紋岩を対象として行った。実験の結果、風化花崗斑岩、風化頁岩については、田上山地の風化花崗岩と同様に、凍結融解により間隙率が増加し、かつ間隙率がある値に達すると土砂化の程度が著しくなることが分かった。よって、風化花崗斑岩および風化頁岩については、風化花崗岩と同じく、ある回数以上の凍結融解を経験すれば土砂化するという土砂化モデルが適用できると考えられた。一方、風化砂岩と風化流紋岩については、凍結融解による間隙率の増加はほとんど見られず、サンプル表面から少しずつ土砂化が進行する傾向にあり、風化花崗岩とは異なる土砂化の形態を持つことが分かった。よって、これら2つの風化基岩については、凍結融解1回ごとに風化基岩面から少しずつ土砂化していくという土砂化モデルが妥当であると考えられた。ただし、ここで提案した土砂化モデルは、本実験で対象とした風化基岩のみに適用可能であることに注意する必要がある。それは、同じ地質でも場所により風化に対する抵抗性が全く異なる場合があるからである。また、風化頁岩では乾湿風化による土砂化も凍結融解と同程度に破壊力大きいことを考慮する必要がある。これらは今後の課題とする。

風化花崗岩、風化花崗斑岩からの生産土砂の粒度分布を調べた結果、生産土砂は、小さな粒径のものから大きな粒径のものまで幅広く存在することが分かった。またウォッシュロード成分の存在割合は、それぞれ10%、2%であった。風化頁岩については、生産される土砂の多くが厚さ数ミリ程度の薄片状のもので占められた。ウォッシュロード成分の存在割合は0.4%であった。ただし、生産された土砂の強度は低く、比較的簡単に分解するため、生産されてから河道へ流入する間に、あるいは流砂として川を流下する過程で破壊され、粘土分が多く出現する可能性がある。風化砂岩については、砂粒子および砂粒子の間隙を埋めていた粘土粒子が生産される傾向が見られた。ウォッシュロード成分の存在割合は10%であった。風化流紋岩については生産土砂の粒度分布を調べていない。しかし、比較的強固な基岩であるために、亀裂に存在していた粘土や砂粒子が生産されると推察された。生産土砂の粒度分布やウォッシュロード成分の存在割合が基岩の構造から予測できるか否かを検討するため、基岩からの土粒子の生成プロセスを考察した。その結果、生産土砂の粒度分布やウォッシュロード成分の存在割合は、基岩の成因や、造岩鉱物の組成および性質に規定されることが明らかとなった。従って、基岩の成因や造岩鉱物の性質を的確に把握すれば、生産される土砂の粒度分布やウォッシュロード成分の存在割合を予測できる可能性のあることが分かった。

以上が本研究で得られた知見である。本研究により、取り扱わなかった他の地質の風化基岩における土砂生産モデルや、本研究で取り扱った地質と同種の地質でも、強度特性が異なる他の地域の風化基岩における土砂生産モデルの開発、ならびに生産された土砂が河道へ流出する現象のモデル化などの研究につながる結果を得ることができた。ただし、植生やリターによる地表面被覆、風化基岩面からの雨水や融雪水の浸透を考慮した熱伝導・水分移動解析、さらには斜面上に生産された土砂の流出のタイミングや量の推定など、多くの課題を解決することも、より精度良く土砂生産量を推定するために必要である。

最後に、本研究を遂行するにあたり、終始懇切かつ緻密なご指導を賜った京都大学防災研究所 藤田正治 教授に甚大なる謝意を表します。また、実験、現地観測、数値計算の全てにおいて熱心なご指導を賜った京都大学防災研究所 堤大三 准教授に厚く御礼申し上げます。京都大学防災研究所 竹林洋史 准教授、同 宮田秀介 助教には研究室のゼミおよび個人的なディスカッションで貴重なご意見を賜りました。ここに感謝の意を表します。NPO 法人山の自然文化研究センター 澤田豊明 先生、京都大学 志田正雄 技術職員、同 吉田義則 技術職員、同 市田児太郎 技術職員には実験及び観測を行うにあたりご指導とご協力を賜りました。心より感謝を申し上げます。電源開発茅ヶ崎研究所の所員の方々には、実験施設の一部を借用させていただくとともに、多大なるご協力をいただきました。厚く御礼申し上げます。株式会社 IHI 手島宏之氏、東洋エンジニアリング株式会社 鈴木裕一郎氏、三菱スペースソフトウェア株式会社 武部真樹氏、西日本旅客鉄道 大塩清太郎氏、京都大学防災研究所宇治川オープンラボラトリーの皆様には多くのご助言、ご協力をいただきました。ありがとうございました。